

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA

SERVICIO DE PREDICCIÓN NUMÉRICA	NOTA TÉCNICA Nº 43	Orig: 13/06/1995
---------------------------------------	---------------------------	------------------

COMPARACION DE PARAMETRIZACIONES DE LA
CONVECCION SOBRE LA PENINSULA IBERICA.



11 FEB 2000

José A. García-Moya Zap

AEMET-BIBLIOTECA



1004487

INDICE:

1. Introducció n.	pag. 3
2. El esquema de condensación de Sundqvist.	pag. 4
2.a) Procesos de la microfísica de las nubes.	pag. 4
2.b) Procesos convectivos.	pag. 6
2.c) Condensación estratiforme.	pag. 8
2.d) Esquema de advección para el agua de nube.	pag. 11
3. El esquema de convección de Betts-Miller.	pag. 11
3.a) Estructura formal del esquema.	pag. 12
3.b) Elección del valor de τ .	pag. 14
3.c) La base y el tope de la nube.	pag. 14
3.d) Elección de convección profunda o superficial.	pag. 15
3.e) Perfiles termodinámicos de referencia para la convección superficial.	pag. 15
3.f) Perfiles de referencia para la convección profunda.	pag. 16
3.g) Tendencias debidas a la convección y precipitación.	pag. 17
4. La situación meteorológica del caso de estudio.	pag. 18
5.- Experimentos.	pag. 20
6. Resultados.	pag. 21
6.1 Campos básicos.	pag. 21
6.2. Comparación de sondeos previstos y	

observados.

pag. 22

6.3. Precipitación.

pag. 23

7. Conclusiones.

pag. 24

Bibliografía.

pag. 25

Anexo I

pag. 27

Figuras.

pag. 29

1. Introducción.

En los modelos de alta resolución y corto plazo la parametrización de los procesos de condensación y, en particular, de la convección es una de las partes más importantes del modelo. En el modelo Hirlam lo es también.

Esta afirmación de carácter general es mucho más cierta cuando se trata de modelos que tienen que ver con la predicción meteorológica en nuestras latitudes. De todos es conocido que en Otoño se producen fuertes e intensas precipitaciones convectivas en el área mediterránea española que suelen dar lugar a inundaciones con pérdidas materiales cuantiosas e, incluso, vidas humanas.

Es por todo esto que cuando empezamos a trabajar con el modelo Hirlam nos planteamos que la convección era uno de las partes del modelo en que más nos interesaba especializarnos. Introdujimos en los planes de desarrollo del Hirlam3 un subgrupo de trabajo sobre convección y empezamos a interesarnos tanto en la cuestión general de las parametrizaciones de la convección como, en particular, en el esquema de Sundqvist (que es el esquema más moderno que tiene introducido el modelo Hirlam).

El esquema de Sundqvist (Sundqvist et al. 1989) es un esquema de parametrización de los procesos de condensación que consta de una parte que parametriza la convección y otra que lo hace de los procesos de condensación propiamente dichos. La parte de convección está basada en el esquema clásico de Kuo y es, por tanto, algo anticuada.

Es por eso que el objetivo del subgrupo de convección en el marco del Hirlam3 es sustituir la parametrización de la convección en el esquema de Sundqvist por una algo más moderna (por ejemplo, un esquema de flujo de masa como el del Centro Europeo (Tiedke 1989)).

Para alcanzar ese objetivo nos pareció oportuno empezar los trabajos por un esquema de convección algo más sencillo que nos permitiera familiarizarnos tanto con el modelo como con los códigos de esquemas de convección. Elegimos entonces el esquema de Betts-Miller (Betts, A. K. & Miller M., 1986). Se trata de un esquema de ajuste conceptualmente sencillo.

Las etapas del trabajo fueron introducir el esquema tal como es dentro del modelo Hirlam y, posteriormente, adaptarlo para que actuara como parte convectiva del esquema de Sundqvist. Las pruebas comparativas se realizaron sobre un caso de estudio en el que se produjeron precipitaciones convectivas fuertes sobre el área mediterránea española. Se trata de la situación del 7 al 9 de Octubre de 1992.

El esquema de esta nota técnica comienza con una breve explicación de los diferentes esquemas de parametrización usados, una breve sinopsis de la situación

meteorológica durante el período de estudio, una comparación de los resultados obtenidos con los distintos esquemas y, finalmente, unas conclusiones.

2. El esquema de condensación de Sundqvist.

Es evidente que una descripción de los esquemas de condensación y precipitación en los modelos numéricos debe tener en cuenta una amplia variedad de escalas. También debe tener en cuenta los procesos de la microfísica de nubes tales como la formación de gotitas nubosas, su crecimiento y la formación de lluvia.

Todas estas cosas las tiene en cuenta el esquema de condensación de Sundqvist que tiene dos partes principales, una en la que parametriza los procesos de intercambio convectivos y otra en la que se incluyen los procesos de la microfísica de nubes. El esquema comienza con un test para averiguar si la columna es condicionalmente inestable o no. El criterio para chequear esto es si una burbuja de aire tiene flotación positiva después de ser elevada hasta el nivel de condensación por ascenso. Si el criterio se satisface se ejecuta el resto de la parametrización en esa columna. Si el criterio no se satisface entonces se mira la posibilidad de condensación estratiforme.

La parte del esquema que tiene que ver con la convección es una rutina tipo Kuo clásica en la que la condición de cierre es que el vapor de agua procedente de la convergencia en niveles bajos se gasta en condensación y humedecer la nube.

Puesto que lo más novedoso del esquema tiene que ver con la microfísica y con el hecho de que considera el agua de nube como una variable de pronóstico y, por tanto, considera una ecuación para la advección del agua de nube, vamos a centrarnos en estos aspectos del esquema.

2.a) Procesos de la microfísica de las nubes.

La tasa de precipitación viene descrita por la siguiente expresión:

$$P = c_0 m \left[1 - \exp \left(- \left(\frac{m}{bm_r} \right)^2 \right) \right] \quad (1)$$

donde $1/c_0$ representa el tiempo característico de conversión de las gotitas nubosas en gotas de lluvia, b es la cobertura nubosa y m_r representa un umbral del agua de nube de manera que m/b debe exceder ese valor antes de que se empiece a crear precipitación.

La tasa de precipitación, P' , en el nivel híbrido σ viene dada por la expresión:

$$P' = \frac{\rho_\sigma - \rho_\tau}{g} \int_{\sigma_\tau}^{\sigma} P d\sigma \quad (2)$$

Para simular a "grosso modo" los fenómenos de coalescencia el esquema introduce un parámetro adicional F_{co} que aumenta con la tasa de precipitación, que multiplica a c_0 y que divide a m_r en la ecuación (1). La relación es:

$$F_{co} = 1 + C_1 (P')^{1/2} \quad (3)$$

Igualmente c_0 aumenta y m_r disminuye por una función de la temperatura, F_{BF} , cuando la temperatura es inferior a -5°C para simular el aumento de precipitación en nubes que contienen una mezcla de gotas de agua y de cristales de hielo (mecanismo de Bergeron-Findeisen). La expresión resulta:

$$F_{BF} = 1 + C_2 (268 - T)^{1/2} \quad (4)$$

Los dos parámetros modificados, c_{0F} y m_{rF} , se vuelven respectivamente:

$$c_{0F} = c_0 \cdot F_{co} \cdot F_{BF} \quad (5)$$

$$m_{rF} = \frac{m_r}{F_{co} \cdot F_{BF}} \quad (6)$$

El mecanismo de Bergeron-Findeisen tiene su máxima eficiencia alrededor de -15°C y este efecto es probablemente muy pequeño por debajo de -35°C . La forma de la ecuación (4) da la impresión de que no hay límite inferior en el rango de temperatura, pero hay otro efecto en las bajas temperaturas que hay que tener en cuenta por debajo de -23°C . La introducción de este nuevo factor de temperatura es un intento de tener en cuenta un proceso diferente de producción de precipitación en los cirros.

Los cirros requieren un tratamiento especial debido a su bajo contenido de agua, el aumento de los cristales de hielo por difusión y las relativamente altas tasas de precipitación. Para modelizar este efecto de manera simple el esquema modifica solo m_r de esta manera mientras que deja que c_0 aumente linealmente en un factor de 5 entre 250K y 232K. Por lo tanto, sustituiremos la ecuación (4) para el caso de los cirros por:

$$F_{ci} = \frac{1}{\left[0.15 \left(1.07 \pm \frac{y}{1+y} \right) \right]} \quad (7)$$

donde el signo menos se usa para $T < 233K$, y donde "y" responde a la expresión:

$$y = x \left(1 + x + \frac{4}{3}x^2 \right); \quad x = \frac{|T - 233|}{17} \quad (8)$$

En el caso estratiforme la evaporación del agua de la precipitación se supone que tiene lugar de acuerdo con la relación:

$$E_r = k_E (U_s - U)(1 - b)\sqrt{P'} \quad (9)$$

donde k_E es el parámetro cuyo valor debe especificarse.

El esquema supone que la precipitación convectiva cae siempre dentro de la nube convectiva y, por tanto, en aire saturado o casi saturado y, por tanto, ignora la evaporación de la precipitación convectiva.

Por otro lado, la evaporación de agua de nube tiene lugar solo cuando dicho agua de nube advecta sobre un cuadrado de rejilla en el que no tiene lugar ningún tipo de condensación. En tales casos todo el agua de nube advectado se supone que se evapora inmediatamente y se representa por el término E_c . La evaporación total E_0 es:

$$E_0 = E_r + E_c \quad (10)$$

2.b) Procesos convectivos.

Como ya hemos dicho antes para la parte del esquema que trata de simular los procesos convectivos se eligió una versión modificada del esquema de Kuo (Kuo 1965, 1974) con la particularidad de contar con el agua de nube como variable de pronóstico. Como ya se sabe la idea básica del esquema de Kuo es que la convección tiene lugar en un ambiente potencialmente inestable con convergencia de humedad a gran escala. La relación básica del esquema entonces puede escribirse como:

$$L (A')_q = \xi_0 \left[c_p (T_c - T) f(\sigma) + LH(q_c - q) f(\sigma) \right] \quad (11)$$

Aquí la barra superior representa la integral vertical desde la base al tope de la nube, $(A')_q$ las tendencias de la humedad específica debidas a la advección y a

la difusión, ξ_0 es un factor de proporcionalidad y H es una función paramétrica. La intensidad de la convección se refleja por el factor ξ_0 ya que éste es proporcional a $(A')_q$. La temperatura y la humedad específica del ambiente se representan por T y q, mientras que los valores en el interior de la nube (adiabática húmeda que pasa por el nivel de condensación por ascenso) se representan por T_c y q_c .

Como es sabido uno de los principales problemas del esquema de Kuo es la excesiva humidificación de la atmósfera que produce. La función H se introduce en el esquema de Sundqvist para modificar la partición que se hace entre condensación y humedecimiento de la cantidad de vapor de agua disponible. Se elige una función proporcional a la humedad relativa, $H=(1-U)$.

Por otro lado, la función $f(\sigma)$ se introduce para poder controlar el reparto vertical del calentamiento debido a la convección. Se define como $f(\sigma)=1$ en la parte baja de la nube, debajo del nivel σ_{dTmax} , donde (T_c-T) tiene su valor máximo, mientras que por encima de ese nivel, $f(\sigma)$ disminuye de acuerdo con la expresión siguiente:

$$f(\sigma) = \frac{|T_c - T|}{(T_c - T)_{max}} \quad \text{para } \sigma \leq \sigma_{dTmax} \quad (12)$$

Por tanto, si hay flotación positiva por encima del nivel de condensación por ascenso y $(A')_q > 0$, los cálculos de acuerdo con el esquema de convección continúan.

Generalmente, el esquema permite la convección cuando $(T_c-T) > 0$ en dos o más niveles del modelo por encima del nivel de condensación por ascenso. No obstante, para permitir una convección relativamente poco profunda (2 o 3 niveles del modelo) se calcula la flotación media de una burbuja en los tres niveles por encima del nivel de condensación por ascenso y si supera un umbral mínimo, se permite la convección aunque no se cumpla la condición de flotación positiva en los dos niveles por encima.

Finalmente las ecuaciones resultantes de la aproximación al esquema de Kuo usada por Sundqvist en su esquema son:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = A_T + \xi (T_c - T) - \frac{L}{c_p} \xi Hm \quad (13)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \xi H(q_c - q) + \xi Hm \quad (14)$$

$$\frac{\partial m}{\partial t} = A_m + \frac{c_p}{L} \xi (T_c - T) - \xi Hm - P \quad (15)$$

donde $\xi = \xi_0 f(\sigma)$ es la cantidad que resulta de la hipótesis de Kuo y de la relación de cierre. La evaporación del agua de nube que entra en el cuadrado de rejilla viene dada por $H\xi m$.

La cobertura nubosa, b , viene dada por la relación:

$$b = \xi \cdot \tau \cdot F_{cu} \quad (16)$$

donde τ es la escala de tiempo característica de la convección y F_{cu} :

$$F_{cu} = \frac{1 + (\sigma_B - \sigma_T)/0.3}{1 + 2.5\xi\tau} \cdot (1 + U) \quad (17)$$

donde B representan la base de la nube y T el tope. F_{cu} es una función paramétrica que: i) hace que b aumente al aumentar la humedad relativa; ii) hace que b aumente al aumentar el espesor de la nube convectiva; y, iii) previene el hecho de que b se acerque a la unidad cuando ξ es grande.

Si el tope de la convección tiene una temperatura de -20°C o menor (cumulonimbos), la condensación en este nivel se trata como estratiforme con la convergencia de vapor obtenida de acuerdo con la convección. De esta manera se tiene en cuenta la posible formación de un yunque.

2.c) Condensación estratiforme.

En una columna del grid estadísticamente estable el esquema supone que hay condensación si la humedad relativa de la caja tridimensional del grid supera un valor umbral. Puesto que la resolución de los modelos no puede resolver la escala de los procesos de condensación, la humedad relativa umbral debe ser menor que la unidad. De este modo en una caja de la rejilla parcialmente nubosa, la humedad relativa a escala de la rejilla, U , puede expresarse como una media ponderada entre la humedad de la parte nubosa, $U_s=1$, y la humedad en la parte libre de nubes, U_0 .

$$U = b.U_s + (1-b).U_0 \quad (18)$$

Se puede entender fácilmente que en este esquema de condensación, la humedad U_0 sea función de algunas cantidades tales como la nubosidad, la estabilidad, el tipo de superficie y la altura por encima del suelo. En el caso de la nubosidad, se supone que la dependencia está gobernada por la expresión:

$$U_0 = U_{00} + b.(U_s - U_{00}) \quad (19)$$

donde U_{00} es un valor básico del umbral, lógicamente independiente de la nubosidad pero dependiente de otros factores.

La combinación de las ecuaciones (18) y (19) da una relación de diagnóstico para la nubosidad en función de U y de U_{00} :

$$b = 1 - \left(\frac{U_s - U}{U_s - U_{00}} \right)^{1/2} \quad (20)$$

En la capa límite U_{00} aumenta linealmente con la coordenada vertical hasta un valor cercano a la unidad en superficie. Además no se permite condensación en la capa límite bien mezclada. Los efectos de la topografía se tienen en cuenta a grandes rasgos dejando que el valor de U_{00} sea menor en 0.1 sobre tierra que sobre mar.

Para evitar la aparición de Cirros demasiado pronto se obliga a que U_{00} aumente asintóticamente hasta la unidad por debajo de 238K.

Las ecuaciones de pronóstico para la temperatura, la humedad específica y la proporción de mezcla del agua de nube en el caso de la condensación estratiforme son las siguientes:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = A_T + \frac{L}{c_p} Q - \frac{L}{c_p} E_0 \quad (21)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = A_q - Q + E_0 \quad (22)$$

$$\frac{\partial m}{\partial t} = A_m + Q - (P - E_r) - E_0 \quad (23)$$

Combinando las ecuaciones (21) y (22) con la de Clausius-Clapeyron

obtenemos una expresión para la tasa de liberación de calor latente, Q:

$$Q = \frac{M - q_s \frac{\partial U}{\partial t}}{1 + \frac{U \epsilon L^2 q_s}{R c_p T^2}} + E_0 \quad (24)$$

donde q_s es la humedad específica de saturación y M es la convergencia de calor latente disponible cuya expresión es:

$$M = A_q - \frac{U \epsilon L q_s}{R T^2} A_T + \frac{U q_s}{p} \frac{\partial p}{\partial t} \quad (25)$$

Para cerrar el sistema necesitamos una ecuación para la tendencia de U. Para obtenerla se hace la hipótesis de que la cantidad $M + E_0$ se divide en una parte, $b.M$, que se condensa en la parte nubosa del cuadrado de rejilla, mientras que el resto $(1-b).M + E_0$ se usa para aumentar la humedad relativa de la parte de cuadrado de rejilla libre de nubes y, por tanto, para aumentar la nubosidad de ese cuadrado, o sea:

$$(1-b) \frac{\partial q_0}{\partial t} + \left(q_s - q_0 + \frac{m}{b} \right) \frac{\partial b}{\partial t} = (1-b)M + E_0 \quad (26)$$

donde $q_0 = U_0 q_s$. Combinando esta ecuación con la (19) obtenemos la ecuación de la tendencia de U:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \frac{2(1-b)(U_s - U_{00})[(1-b)M + E_0]}{2q_s(1-b)(U_s - U_{00}) + \frac{m}{b}} \quad (27)$$

Entonces ahora pueden calcularse las tendencias de t y q. La tendencia de la proporción de mezcla del agua de nube se obtiene por una integración temporal semiimplícita de las ecuaciones (15) y (23). Esto implica que el término P se evalúa implícitamente mientras que los restantes términos del segundo miembro de la ecuación (RHS) se calculan explícitamente. En resumen, que el nuevo valor de m en el paso de tiempo (n+1) se obtiene con la ecuación:

$$m^{n+1} = m^{n-1} + 2\Delta t(RHS) - 2\Delta t.c_{0F} \cdot \bar{m} \left[1 - \exp\left(\left(\frac{m}{bm_{rF}}\right)^2\right) \right] \quad (28)$$

donde

$$\overline{m} = \frac{1}{2} (m^{n+1} + m^{n-1}) \quad (29)$$

Entonces introduciendo la variable

$$x = \frac{\overline{m}}{b \cdot m_{rF}} \quad (30)$$

en la ecuación (29) y reagrupando los términos, obtenemos una ecuación no lineal en x:

$$x \cdot [1 + 2\Delta t c_{0F} (1 - e^{-x^2})] = \frac{2m^{n-1} + 2\Delta t \cdot RHS}{2bm_{rF}} \quad (31)$$

Esta ecuación se resuelve por el método iterativo de Newton-Raphson.

2.d) Esquema de advección para el agua de nube.

En el esquema presente solo se considera la advección horizontal de agua de nube. No se tiene en cuenta la advección vertical basándose en la suposición de que hay un equilibrio aproximado entre el movimiento ascendente y la velocidad de caída gravitacional de las gotas de nube.

Se usa un esquema de advección corriente arriba (upstream) para la ecuación del agua de nube debido a los fuertes gradientes que presenta esta magnitud.

3. El esquema de convección de Betts-Miller.

El esquema de convección de Betts-Miller (Betts, A.K.; Miller, M. 1993) diseñado originalmente en 1986 se basa en representar directamente el estado de cuasiequilibrio establecido por la convección profunda, evitando de esa manera las incertidumbres que implica el intento de determinar este estado indirectamente usando modelos nubosos cada vez más complejos cuyas condiciones de cierre solo pueden determinarse por comparación con variables atmosféricas observables.

Se trata, por tanto de un esquema de ajuste, es decir, en el que los estados de la atmósfera se relajan hacia perfiles de referencia predeterminados y deducidos de las observaciones. Este efecto es el que subyace bajo la hipótesis del cuasiequilibrio.

La idea de un cuasiequilibrio entre la gran escala y el campo convectivo ha sido demostrada por diversos experimentos de campos y significa que el campo de la nube convectiva determina rígidamente la estructura de temperatura y humedad de la atmósfera. Entonces, en presencia de convección profunda la estructura térmica de la atmósfera, más que aproximarse a la pseudoadiabática permanece ligeramente inestable con respecto a la adiabática húmeda al menos hasta el nivel de congelación.

En este esquema se usan dos estructuras termodinámicas diferentes (parcialmente especificadas y parcialmente calculadas internamente) una para la convección profunda y otra para la poco profunda. Se introduce también un ajuste revisado en los niveles bajos para simular los efectos de los flujos de masa descendentes (downdrafts) en capa límite. Formalmente, el esquema consta de cuatro partes: la especificación de τ que es la escala de tiempo para el ajuste, la búsqueda de la base y del tope de la nube, la determinación de los perfiles de referencia para la convección profunda y superficial, y el método para distinguir entre ambas.

3.a) Estructura formal del esquema.

Si representamos un estado de saturación (θ^*, q^*) por un vector bidimensional S , la ecuación de la tendencia termodinámica de las variables a gran escala puede escribirse:

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} = -V \cdot \nabla S - \bar{\omega} \frac{\partial \bar{S}}{\partial p} - g \frac{\partial N}{\partial p} - g \frac{\partial F}{\partial p} \quad (32)$$

donde N y F son los flujos netos radiativos y convectivos (incluyendo el flujo de precipitación). La divergencia del flujo convectivo se parametriza de la siguiente manera:

$$-g \frac{\partial F}{\partial p} = \frac{R - \bar{S}}{\tau} \quad (33)$$

donde R es la estructura termodinámica de referencia para el cuasiequilibrio y τ es un tiempo de relajación o ajuste representativo de los procesos convectivos no resueltos por la resolución del modelo.

Simplificando el forzamiento a gran escala a la advección vertical y combinando (31) y (32) obtenemos:

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} = -\bar{\omega} \frac{\partial \bar{S}}{\partial p} + \frac{R - \bar{S}}{\tau} \quad (34)$$

Si el forzamiento a gran escala es estacionario en escalas de tiempo mayores que τ , entonces la atmósfera alcanzará un cuasiequilibrio con

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} \approx 0 \Rightarrow R - \bar{S} \approx \bar{\omega} \left(\frac{\partial \bar{S}}{\partial p} \right) \tau \quad (35)$$

Los autores recomiendan un τ de una hora para un modelo global espectral T-106. Esto significa que $R - S$ corresponde a una hora de forzamiento por los campos a gran escala, incluyendo radiación. Para convección profunda la atmósfera permanecerá ligeramente más fría y húmeda que R . Además, para pequeños τ , la atmósfera se aproximará a R , de manera que se puede sustituir $S \approx R$ en el término de la advección vertical, quedando:

$$R - \bar{S} \approx \bar{\omega} \tau \frac{\partial R}{\partial p} \quad (36)$$

de donde se deduce que los flujos verticales pueden expresarse aproximadamente por:

$$F = \int \frac{R - \bar{S}}{\tau} \frac{dp}{g} \approx \int \bar{\omega} \frac{\partial R}{\partial p} \frac{dp}{g} \quad (37)$$

Esta ecuación demuestra que la estructura de los flujos convectivos está relacionada muy estrechamente con la estructura de los perfiles de referencia especificados R . Entonces ajustando hacia una estructura termodinámica observacionalmente realista, como R , se limitan, simultáneamente, los flujos convectivos, incluyendo la precipitación, para que tengan una estructura similar a la deducida de la ecuación (32) en forma de diagnóstico, o de su forma simplificada (37).

Sustituyendo p y p^* en (36) queda (R para el perfil de referencia):

$$P_R - \bar{P} = p_R^* - \bar{p}^* \approx \bar{\omega} \tau \frac{dp_R^*}{dp} \approx \bar{\omega} \tau \quad (38)$$

puesto que $1 < dp_R^*/dp < 1.1$ para los perfiles de referencia de la convección profunda que usa el esquema. Reagrupando valores se tiene:

$$\bar{P} = P_R - \omega \tau \quad (39)$$

Esto significa que, mientras que el esquema de convección profunda esté actuando, la advección vertical media (si es constante para períodos de tiempo mayores que τ) modificará el valor a gran escala de P para separarlo del valor de referencia P_R hacia la saturación en aproximadamente una cantidad de $\omega \tau$ mb. De este modo, aunque se especifique un valor global constante para la estructura de referencia, P_R , P tendrá, en presencia de convección profunda, una variabilidad temporal y espacial relacionada con la de ω .

3.b) Elección del valor de τ .

El papel de la parametrización de la convección en un modelo es producir precipitación antes de que se alcance la saturación a escala de la rejilla del modelo, tanto para simular la conducta real de la convección atmosférica como para prevenir la inestabilidad a escala de la rejilla asociada con una atmósfera condicionalmente inestable. De la ecuación (39) se deduce que si el esquema de convección sirve para prevenir la saturación a escala de la rejilla del modelo ($P = 0$), hay una limitación sobre τ , $\tau < P_R / \omega_{\max}$, donde ω_{\max} es un valor máximo típico de ω . Con $P_R \sim -40$ mb en la Troposfera media, los autores del esquema sugieren (Betts, Miller 1993) un límite superior a τ , de unas 2 horas aproximadamente para el modelo del Centro Europeo T-63 y de 1 hora para el T-106, con valores menores para modelos de resoluciones mayores. Los mismos autores sugieren (op. cit.) que el valor de τ se establezca de manera que la atmósfera del modelo casi se sature a escala de la rejilla en las mayores perturbaciones convectivas. Esta es una aproximación empírica a la escala del tiempo de ajuste de la convección. En un modelo numérico, la ventaja de un ajuste retrasado en el tiempo sobre uno inmediato es que el primero tiene un efecto de suavización, con menor tendencia a las discontinuidades entre puntos de rejilla cercanos.

Para intentar parametrizar los efectos de las corrientes descendentes sobre la capa límite, el esquema tiene un valor diferente de τ , τ_{BL} , relacionado físicamente con el flujo de masa descendente y la evaporación. Normalmente, $\tau_{BL} > \tau$.

Para el caso de la convección poco profunda o superficial se suele recomendar un valor de τ de 2 horas.

3.c) La base y el tope de la nube.

La base de la nube se encuentra elevando aire desde el nivel más bajo del modelo hasta la saturación y probando si hay flotación positiva en el siguiente nivel del modelo. Se elige, normalmente, el nivel más bajo posible para la base de la nube. Para permitir convección desde la Troposfera media se eleva aire desde los niveles medios del modelo (si el test anterior ha dado negativo). Entonces se calcula la adiabática saturada correspondiente al ascenso del aire con flotación

positiva y entonces se elige el nivel del tope de la nube como el nivel del modelo inmediatamente inferior a aquel en el que la flotación de la burbuja que asciende se vuelve negativa.

3.d) Elección de convección profunda o superficial.

La convección superficial o poco profunda (que no precipita por definición) se separa primero de la convección profunda usando un argumento de umbral del tope de la nube convectiva: $p_{\text{SHAL}} \sim 700$ mb. Si la presión del nivel del tope de la nube es mayor que 700 mb se trata de una columna con convección superficial, y si es menor, entonces se trata de una columna que inicialmente tiene convección profunda. Se trata de una separación por criterios exclusivamente de termodinámica estática sin ninguna limitación dinámica (tal como la convergencia de humedad del esquema de Kuo). Entonces el esquema calcula los perfiles de referencia de la convección profunda y la superficial, calcula los ajuste convectivos y la precipitación. Entonces introduce una limitación dinámica, debido a que, frecuentemente, los ajustes convectivos para la convección profunda dan precipitaciones negativas (cosa que es completamente irreal). Entonces lo que se hace es pasar estas columnas del grid a la convección poco profunda calculando los nuevos perfiles de referencia y los nuevos ajustes.

3.e) Perfiles termodinámicos de referencia para la convección superficial.

La convección superficial se parametriza en términos de la aproximación hacia la estructura de la línea de mezcla. El esquema calcula la pendiente de la línea de mezcla desde la base de la nubes hasta dos niveles por encima del tope (p_{T+2}). Un método exacto usaría el nivel de saturación θ^* , q^* , para calcular $(\partial\theta^*/\partial p^*)_M$, pero por simplicidad computacional, calculamos una pendiente linealizada respecto a la presión

$$\frac{\partial\theta^*}{\partial p^*} = \frac{\theta_{T+2} - \theta_B}{p_B^* - p_{T+2}^*} \quad (40)$$

Debido a la pobre resolución vertical que los modelos suelen tener en la capa límite, el esquema corrige $(\partial\theta^*/\partial p^*)_M$ por un coeficiente (normalmente 0.85) para reducir su tendencia a sobreestimar $(\partial\theta^*/\partial p^*)_M$ cuando usa datos de los niveles del modelo. Entonces definimos:

$$M_\theta = 0.85 \left(\frac{\partial\theta^*}{\partial p^*} \right)_M \quad (41)$$

y construimos los perfiles provisionales (superíndice 1) de θ_R y q_R con la expresión:

$$\theta_R^1(p) = \bar{\theta}(p_B) + \beta M_\theta(p - p_B) \quad (42)$$

donde se especifica $\beta = \partial \bar{\theta} / \partial p$. El valor recomendado para β es 1.2.

Estos perfiles iniciales se corrigen entonces para satisfacer dos condiciones relacionadas con la energía

$$\int_{p_B}^{p_{T+1}} c_p (T_R - \bar{T}) dp = \int_{p_B}^{p_{T+1}} L (q_R - \bar{q}) dp = 0 \quad (43)$$

de manera que las tasas de condensación (y precipitación) deben ser cero cuando se integran desde la base de la nube hasta un nivel por encima del tope. Esto implica que el esquema de convección superficial no precipita sino que simplemente redistribuye el calor y la humedad en la vertical. Esto se hace corrigiendo los valores de la estimación inicial de T_R y q_R en cada nivel por las cantidades

$$\Delta T = \frac{1}{p_B - p_{T+1}} \int_{p_{T+1}}^{p_B} (T - T_R^1) dp \quad (44)$$

$$\Delta q = \frac{1}{p_B - p_{T+1}} \int_{p_{T+1}}^{p_B} (q - q_R^1) dp \quad (45)$$

Haciendo esta corrección independiente de la presión, se conserva (con suficiente exactitud) la pendiente de los perfiles de referencia.

3.f) Perfiles de referencia para la convección profunda.

Lo primero que se hace es calcular unos perfiles provisionales de temperatura y humedad, y luego se corrigen para que satisfagan el balance de energía estática húmeda.

El perfil de θ se calcula hasta el nivel de congelación como una fracción de la pseudoadiabática húmeda. Definiendo $\Gamma_m = \partial \theta / \partial p$ para la adiabática húmeda, obtenemos el perfil provisional de la relación:

$$\theta_R^1(p) = \bar{\theta}_B + 0.85 \Gamma_m (p_B - p) ; \text{ para } p_B < p < p_F \quad (46)$$

Por encima del nivel de congelación, el perfil vuelve a ser el de la pseudoadiabática húmeda hasta el tope de la nube. La interpolación se hace cuadráticamente en términos de diferencia de temperatura con la adiabática húmeda, de manera que:

$$T_R^1(p) = T_c(p) + [T_R(p_F) - T_c(p_F)] \cdot (1 - y^2) \quad (47)$$

donde $y = (p_F - p) / (p_F - p_T)$.

El perfil de humedad, q_R , se calcula entonces a partir del perfil de temperatura especificando $P = (p - p_T)$ en tres niveles, la base de la nube P_B , el nivel de congelación P_F y el tope de la nube P_T , manteniendo gradientes lineales entre los tres niveles.

Entonces, para $p_B > p > p_F$, queda:

$$P_R(p) = \frac{(p_B - p)P_F + (p - p_F)P_B}{p_B} - p_F \quad (48)$$

y para $p_F > p > p_T$, queda:

$$P_R(p) = \frac{(p_F - p)P_T + (p - p_T)P_F}{p_F} - p_T \quad (49)$$

En el esquema se usan -25 mb, -40 mb, y -20 mb para los incrementos P_B , P_M , y P_T , respectivamente. Los perfiles provisionales de (T_R^1, q_R^1) se modifican para que satisfagan la condición de entalpía total, o sea:

$$\int_{p_0}^{p_T} (k_R - \bar{k}) dp = 0 \quad (50)$$

donde $k = c_p T + Lq$ y la integral se realiza a través de toda la capa convectiva. Este procedimiento sirve para calcular

$$\Delta k = \frac{1}{\Delta p_c} \int_{p_0}^{p_T} (k_R - \bar{k}) dp \quad (51)$$

donde Δp_c es la profundidad de la capa convectiva incluida en la integral; T_R es la temperatura corregida a cada nivel, de P constante, para que k_R cambie en Δk , independientemente de la presión. Puesto que se trata de un proceso iterativo, se ha demostrado que basta con una iteración para alcanzar resultados suficientemente exactos.

3.g) Tendencias debidas a la convección y precipitación.

El ajuste convectivo, $(R-S)/\tau$, se aplica separadamente a los campos de temperatura y humedad en forma de dos ecuaciones de tendencia convectiva

(subíndice cu):

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{cu} = \frac{T_R - \bar{T}}{\tau} \quad (52)$$

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_{cu} = \frac{q_R - \bar{q}}{\tau} \quad (53)$$

Finalmente, la tasa de precipitación viene dada por:

$$PR = \int_{p_0}^{p_t} \left(\frac{q_R - \bar{q}}{\tau} \right) \frac{dp}{g} = -\frac{c_p}{L} \int_{p_0}^{p_t} \left(\frac{T_R - \bar{T}}{\tau} \right) \frac{dp}{g} \quad (54)$$

En el actual esquema no se almacena ningún tipo de agua de nube (al contrario de lo que sucede en el esquema de Sundqvist) y, además, como ya hemos dicho antes, el ajuste de la convección profunda se anula si al final el esquema da una precipitación negativa.

Hay que tener en cuenta que este esquema maneja la partición entre humedecimiento de la atmósfera y precipitación en una manera completamente diferente a la del esquema de Kuo que lo que hace es especificar la división de la convergencia de humedad. Dada la convergencia de humedad y movimiento ascendente a escala de la rejilla, la atmósfera del modelo se humedece sin precipitar hasta que se alcanza un umbral, cualitativamente relacionado con el valor medio de P_R , que es el momento en el que comienza la precipitación. No obstante, la atmósfera del modelo continúa humedeciéndose (supuesto un forzamiento estacionario) hasta que se satisface (39), momento en el que cesa el humedecimiento, y toda la "convergencia de humedad" se convierte en precipitación. Si el forzamiento cesa ($\omega \rightarrow 0$), entonces la precipitación continúa hasta que la atmósfera se seca y alcanza otra vez el nivel de referencia.

4. La situación meteorológica del caso de estudio.

Para la comparación de las parametrizaciones de la convección que hemos explicado anteriormente (en variedades ligeramente diferentes) y dentro del modelo Hirlam necesitábamos elegir una situación meteorológica en la que predominaran las precipitaciones convectivas y que, por otro lado, pudiera considerarse representativa de las situaciones convectivas sobre la costa mediterránea española. Finalmente, el tercer condicionante es que la situación estuviera lo mejor documentada posible

desde el punto de vista observacional.

Con estas limitaciones en mente, elegimos la situación del 7 al 9 de Octubre de 1992, ya que cumple perfectamente todas las condiciones antes señaladas. Puesto que hay una nota técnica del Servicio de Técnicas de Análisis y Predicción (STAP) que estudia con todo detalle la evolución de la citada situación meteorológica (Martín León et al. 1994), vamos a limitarnos a seguir la citada nota para explicar un poco cual fue la situación que dio lugar a las intensas precipitaciones sobre Valencia y la isla de Ibiza del día 8 de Octubre.

Se trata de una típica situación de lluvias convectivas en el Mediterráneo en Otoño, con una baja aislada en 500 mb al SW de la Península que se refleja en todos los niveles de la Troposfera y aún en superficie. Debido a la fuerte advección de aire cálido en niveles bajos se forma la típica baja presión en la costa argelina que, como es notorio, tiene una influencia muy importante en la posición e intensidad de los núcleos convectivos. Esto es debido a que la baja da lugar a un chorro de aire cálido y húmedo en niveles bajos que es el que alimenta y, por tanto, dirige los sistemas convectivos.

De esta manera, el día 8 de Octubre a las 00 GMT ya tenemos en la zona de estudio todos los ingredientes normales para que se produzcan precipitaciones intensas (figura 1).

A partir de ese momento empiezan a aparecer núcleos convectivos en la zona del Mediterráneo Occidental y ya a las 06 GMT se observan claramente los dos núcleos que van a dar lugar, con su fusión, a las precipitaciones que queremos estudiar (figura 2). Ambos núcleos convectivos crecen paralelamente, pero mientras que el que se encuentra situado en la zona de Murcia se mueve lentamente hacia el NE, el otro crece pero sin desplazarse apreciablemente. En la figura 3 puede observarse la imagen IR de Meteosat correspondiente al día 8 de Octubre a las 12 GMT, los dos sistemas convectivos se encuentran muy cerca uno de otro y la fusión es inminente.

En los reanálisis correspondientes a la misma hora realizados por el STAP (figura 4), se observa que la posición de la baja aislada en altura no se ha modificado apenas, pero ha aparecido un núcleo de -24°C en 500 mb, mientras que la fuerte advección cálida en niveles bajos hace que en 850 mb hay temperaturas de 16°C en la zona de interés. Al mismo tiempo se ha intensificado la baja de la costa de Argelia, observándose vientos de 25 Kts en los tres aeropuertos de las Islas Baleares, es decir, el chorro de niveles bajos también se ha intensificado.

Puesto que éste parece el momento de mayor actividad convectiva, es la hora sinóptica que hemos elegido para la comparación de los campos clásicos resultantes de las diferentes integraciones.

A partir del momento de la fusión de los dos sistemas convectivos (producida después de las 12 GMT) el único núcleo resultante se mueve lentamente hacia ENE pasando por encima de la isla de Mallorca (figura 5). A partir de ese momento

cambia bruscamente la dirección de su movimiento hacia el Norte dirigiéndose hacia la costa catalana (figura 6), donde llega aproximadamente a las 03 GMT del día 9 (figura 7), produciendo precipitaciones de alrededor de 50 o 60 mm.

La situación meteorológica del día 9 a las 00 GMT se representan en la figura 8, donde se ve que aunque la situación en altura no se ha modificado significativamente, la baja argelina se ha movido hacia el norte, dando lugar al desplazamiento del chorro en niveles bajos y, consiguientemente, al desplazamiento del sistema convectivo.

En la figura 9 representamos las precipitaciones que se recogieron entre las 7 de la mañana del día 8 de Octubre y las 7 del día 9. Se trata de precipitaciones en 24 horas porque ése es el período con el que se recogen las precipitaciones de los colaboradores (que son los que midieron el máximo) pero la mayor parte de esas precipitaciones se recogieron en un período mucho menor. Como se ve existen dos núcleos principales de precipitación, uno en la costa catalana, correspondiente a las precipitaciones del día 9, y otro entre Valencia y Baleares, correspondiente a las del día 8. El máximo recogido fue de 170 mm, pero hay que tener en cuenta que las mayores precipitaciones se produjeron sobre el mar, como demuestra la imagen de la red nacional de radares del día 8 de Octubre a las 12.10 GMT (figura 10) y la densidad de descargas eléctricas, positivas y negativas, entre las 06 GMT del día 8 y las 06 GMT del día 9 (figura 11).

Tanto el núcleo de mayor reflectividad como el núcleo de mayor densidad de descargas eléctricas se encuentran sobre el mar por lo que es lógico deducir que las mayores precipitaciones debieron producirse sobre el mar.

Entonces, como herramienta de comparación, vamos a tomar las precipitaciones citadas, que se midieron entre las 7 de la mañana del día 8 y la misma hora del día 9, junto con la situación meteorológica del día 8 a las 12 GMT.

5.- Experimentos.

Como ya hemos dicho antes, los experimentos de comparación de las diferentes versiones de las parametrizaciones de la convección de Sundqvist y Betts-Miller las vamos a hacer en el marco del modelo Hirlam que está operativo en el INM desde Diciembre de 1994.

La versión del Hirlam que se ha usado es la 2.4 cuyas características pueden verse en el Anexo I.

Entonces se han realizado cuatro experimentos diferentes: OPB que es la versión operativa del Hirlam con la parametrización de Sundqvist. SNW, que es la nueva versión del esquema de Sundqvist en el que se hace un tratamiento ligeramente diferente de la microfísica y se unifican los cálculos de la ecuación de

pronóstico del agua de nube para los casos convectivos y estratiformes. Además tiene la ventaja de que tiene separadas en varias subrutinas diferentes las distintas partes del esquema (convección, microfísica, diagnósticos). El tercer experimento, llamado CBM, es el que usa el esquema de Betts-Miller para la convección, manteniendo el esquema clásico del Hirlam para la condensación a gran escala. Y, finalmente, el cuarto, llamado SNB, usa el esquema de Betts-Miller como parte convectiva del esquema de Sundqvist, manteniendo las demás partes del esquema iguales al experimento SNW.

La resolución horizontal de todos los experimentos es 0.5° latxlon en rejilla geográfica y 31 niveles en la vertical (los mismos niveles que tienen el modelo del Centro Europeo). El paso de tiempo es de 180 sg. y la física entra en todos los pasos de tiempo.

6. Resultados.

6.1 Campos básicos.

Los resultados de los campos básicos no difieren significativamente entre unos experimentos y otros. A escala sinóptica los resultados del experimento con la pasada operativa (OPB) son suficientemente buenos, como puede deducirse comparando la figura 12 con la figura 4. En la primera se representan campos de 300 mb, 500 mb, 850 mb y 1000 mb previstos a H+24 para el día 8 de Octubre a las 12 GMT y, en la segunda, se representan los reanálisis de la misma hora.

De la comparación se deduce que la posición e intensidad de la baja aislada en la Troposfera media es correcta y la posición del chorro en 300 mb también. En 500 mb el núcleo de la baja alcanza una temperatura en el modelo de -22°C , mientras que en el análisis tiene -24°C . De la misma manera, la advección cálida en niveles bajos está adecuadamente colocada con valores de 16°C (20°C en los reanálisis).

En la figura 13 representamos los mismos campos que en la 12 pero del experimento CBM que, lógicamente, es el más diferente del de referencia (OPB). Los resultados son altamente coincidentes (lógicamente).

En lo que tiene que ver con una aproximación a la mesoescala en las figuras 14, a), b) y c), representamos, respectivamente la presión al nivel del mar y la nubosidad prevista, el viento a 10 m y el geopotencial de 1000 mb y la temperatura de 850, todos para el experimentos de referencia (OPB).

En el primero de los mapas vemos como aparece perfectamente resuelta la baja argelina y un gran área de nubosidad mayor del 90% que cubre la zona de estudio. En las imágenes del meteosat están solo realzados los toques nubosos convectivos, pero sin embargo se observa nubosidad en todo el área. En el mapa

de viento a 10 m se resalta perfectamente un chorro de niveles bajos, con valores de velocidad del viento de 20 kts, dirigido hacia la zona en la que se encontraban en ese momento los sistemas convectivos. Finalmente, el mapa de temperatura en 850 mb muestra claramente la presencia de frontera térmica al SE de Mallorca.

Si comparamos estos campos con los presentados en la figura 15, que son los mismos de antes, pero para el experimento de Betts-Miller, observamos algunas pequeñas discordancias. Por ejemplo, la baja argelina se encuentra algo más desarrollada en CBM que en el de referencia, pero está colocada algo más al norte, con lo que el chorro de niveles bajos se encuentra colocado también algo más al norte, produciéndose la convergencia en el mismo golfo de Valencia. Comparando con el reanálisis de la figura 4, observamos que ambos experimentos dan menos intensidad a la baja (1012 mb por 1008 en el reanálisis) pero el operativo parece colocarla mejor. En cuanto a la frontera térmica en 850 mb, la del experimento CBM parece estar algo más desdibujada.

Las diferencias en los campos clásicos de los otros dos experimentos son menores que las mostradas aquí, por eso nos hemos limitado a mostrar los experimentos más diferentes.

6.2. Comparación de sondeos previstos y observados.

Ahora, después de la comparación de los campos clásicos, vamos a observar los resultados obtenidos en cuanto a perfiles verticales previstos por el modelo en los diferentes experimentos realizados. En este caso, también las mayores diferencias se observan entre el experimentos de referencia y el de la convección de Betts-Miller (CBM).

En la figura 16 presentamos los sondeos observados en las estaciones de Palma de Mallorca (08301) y Murcia (08430) el día 8 de Octubre a las 12 GMT representados en el diagrama oblicuo más conocido por el nombre de SKEW-T. En el sondeo de Palma de Mallorca se observa perfectamente la transición entre el chorro de niveles bajos del E o NE y el flujo de SW en altura. El sondeo presenta una fuerte inversión en niveles bajos y una capa hasta los 500 mb con fuerte inestabilidad condicional. La Tropopausa se encuentra más o menos a los 240 mb. En el caso de Murcia, prácticamente toda la curva del sondeo hasta la Tropopausa presenta inestabilidad condicional, aunque con pequeñas inversiones alrededor de los 700 mb.

En la figura 17 pueden verse los sondeos previstos por el experimento de referencia (OPB) para los puntos de rejilla más cercanos a las estaciones antes citadas de Murcia y Palma de Mallorca. Lo primero que se deduce de la figura es que, lógicamente, los sondeos previstos tienen peor resolución vertical que los observados. Además en el caso de Palma de Mallorca la humedad del sondeo previsto es mayor que la del observado pero la curva del sondeo previsto es casi completamente estable (aunque poco). La inversión junto al suelo queda reducida a una capa de alta estabilidad. Sin embargo, la traza vertical de los vientos resulta

bastante buena incluso al nivel del chorro. La Tropopausa queda al mismo nivel en el sondeo previsto.

En el caso de Murcia, el sondeo previsto tiene una capa inestable en niveles bajos que no aparece en el observado y el perfil vertical es muy parecido al observado con inestabilidad condicional en toda la Troposfera. Aparece una capa seca en el sondeo previsto que no se aprecia en el observado. La Tropopausa en este caso que algo más baja en el sondeo previsto.

En la figura 18 presentamos los sondeos previstos en los mismo puntos de antes, pero con el experimento CBM, en este caso los perfiles verticales representan peor el estado real de la atmósfera ya que, lógicamente, están relajados a los calculados por el esquema de parametrización y deducidos de observaciones en los Trópicos. Se observa perfectamente en los dos sondeos la capa estable que se produce en el nivel del tope de las nubes convectivas, que resulta ser demasiado bajo. También aparece la capa seca en el sondeo previsto para Murcia.

Teniendo en cuenta los buenos resultados obtenidos, a nuestro juicio, por los sondeos previstos por los experimentos, mostramos en las figuras 19 y 20 los perfiles verticales previstos por el modelo, experimentos OPB y CBM respectivamente, en cuatro puntos sobre el mar alrededor de la zona de máxima actividad convectiva. De la observación de las citadas figuras se deducen las mismas consecuencias que de las anteriores, perfiles verticales en inestabilidad condicional, próximos a la pseudoadiabática, altos valores de humedad y perfiles verticales de viento coherentes.

6.3. Precipitación.

Finalmente, llegamos a la comparación de uno de los parámetros más importantes, en cuanto a que nuestro interés se centra en las precipitaciones convectivas, la cantidad de precipitación prevista por los diferentes experimentos.

En la figura 21 presentamos los resultados de la precipitación prevista por los diferentes experimentos en las 24 horas que van desde las 06 GMT del día 8 de Octubre hasta las 06 GMT del día 9 (prácticamente el mismo período que el abarcado por la figura 9).

Lo primero que llama la atención es que es el experimento de Betts-Miller (CBM) es el que da la mayor cantidad de precipitación prevista, un máximo de 120 mm al SW de las Baleares. Dicho máximo estaría relacionado con la precipitación caída sobre Ibiza y sobre el mar, pero el máximo sobre Valencia no aparece en absoluto (precipitaciones de alrededor de 40 mm). Aparece también un máximo en la costa catalana de unos 80 mm (precipitaciones del día 9).

Sin embargo, los demás experimentos que, básicamente usan el esquema de Sundqvist dan cantidades de precipitación inferiores netamente a las medidas y a las aportadas por CBM. El experimento de referencia (OPB) da cantidades de unos

40 mm con dos máximos diferenciados correspondiendo a los dos núcleos de fuerte precipitación observados (incluso aparece un tercer máximo sobre la costa catalana correspondiendo a las precipitaciones del día 9).

El experimento de la nueva versión del esquema de Sundqvist (SNW) no aumenta apreciablemente la cantidad de precipitación prevista aunque los máximos son más extensos.

Finalmente, el experimento mixto que usa el esquema de Betts-Miller como parte convectiva del esquema de Sundqvist (SNB) proporciona una precipitación prevista de unos 80 mm en la zona de Baleares y otro de igual magnitud en la costa catalana.

7. Conclusiones.

1) Se ha elegido un caso de estudio en el que se produjeron fuertes precipitaciones convectivas en el área mediterránea.

2) Se han hecho integraciones con modelo Hirlam-INM de resolución 0.5° latxlon, con 31 niveles en la vertical y diferentes tipos de parametrización de la convección.

3) Uno de los esquemas básicos usados es el de Sundqvist. Se trata de un esquema que incluye, tanto la convección como la condensación a gran escala. Su principal ventaja es que incorpora el agua de nube como variable de pronóstico.

4) El otro esquema es el de Betts-Miller. Se trata de un esquema de ajuste que relaja los perfiles verticales después de la convección a valores obtenidos de perfiles medios a partir de observaciones.

5) Se ha realizado cuatro tipos diferentes de experimentos: OPB, experimentos de referencia con el esquema de Sundqvist tal y como ahora está en el Hirlam operativo; SNW, nueva versión del esquema de Sundqvist con ligeras diferencias en la parametrización de los procesos relacionados con la microfísica; CBM, experimento que usa el esquema de Betts-Miller como parametrización de la convección y la rutina normal del Hirlam para la condensación a gran escala; y SNB, experimento en el que la parte de convección del nuevo esquema de Sundqvist se sustituye por el esquema de Betts-Miller.

6) Se observa un acuerdo absoluto entre el entorno sinóptico previsto por el Hirlam a 24 horas y los reanálisis efectuados por el STAP:

	ANAL	OPB
300 mb	9240 mgp	9240 mgp
500 mb	5640 mgp	5640 mgp

	-24° C	-22° C
850 mb	1470 mgp	1470 mgp
	20° C	16° C
SFC	1008 mb	1012 mb
	25 kts	25 kts

9) Pequeñas discrepancias en la intensidad de la baja argelina y, por tanto, de la posición del chorro en niveles bajos.

10) Pocas diferencias en los campos clásicos entre los diferentes experimentos tanto a escala sinóptica como a mesoescala.

11) De la comparación de los sondeos observados y previstos se deduce la falta de resolución vertical de éstos comparados con aquéllos y la mejor predicción de perfiles verticales de los esquemas basados en Sundqvist que los basados en Betts-Miller.

12) En cuanto a las precipitaciones hay una diferencia notable entre los diferentes experimentos (comparados todos ellos con los 170 mm recogidos en Valencia):

OPB < 40 mm; SNW < 40 mm; SNB > 80 mm; CBM > 120 mm

Agradecimientos.

El autor quiere agradecer al Servicio de Técnicas de Análisis y Predicción (STAP) del INM y, en particular, a Francisco Martín León, las facilidades dadas para acceder a la documentación de trabajo sobre la situación meteorológica del caso de estudio. También quiere agradecer al Servicio de Teledetección por las imágenes de satélite y los datos de descargas eléctricas puestos a disposición del autor. Jose Juega ayudó al autor con el proceso de los datos provenientes de radar y satélite.

Bibliografía.

Betts, A.K.; Miller, M. (1986).- A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX, and arctic air-mass data sets. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **112**, 693-709.

Betts, A.K.; Miller, M. (1993).- The Betts-Miller scheme. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models. Edited by K. A. Emanuel & D. J. Raymond*, 107-122.

Kuo, H. L. (1965).- On formation and intensification of tropical cyclones

through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 40-63.

Kuo, H. L. (1974).- Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232-1240.

Martín León, F.; Esteban Jódar, L.; Canalejo Mendaza, M. (1994).- Estudio de los sistemas convectivos de mesoescala del 8-9 de Octubre de 1992. *INM/STAP Nota Técnica nº 16*.

Sundqvist, H.; Berge, E.; Kristjansson, J.E. (1989).- Condensation and cloud parameterization studies with a mesoscale numerical weather prediction model. *Mont. Wea. Rev.*, **117**, 1641-1657.

Sundqvist, H. (1993).- Inclusion of ice phase of hydrometeors in cloud parameterization for mesoscale and largescale models. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **66**, 137-147.

Tiedke, M. (1989).- A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mont. Wea. Rev.*, **117**, 1779-1800.

Anexo I.

Dinámica:

- Coordenada vertical híbrida, 31 niveles (los mismo que el Centro Europeo).
- Variables dependientes ps , T , u , v , q y cw (agua de nube).
- Discretización vertical en diferencias finitas (conservación del momento angular y de la energía).
- Discretización horizontal en diferencias finitas, rejilla C de Arakawa alternada.
- Rejilla horizontal en latitud-longitud (0.5°), 194×100 puntos.
- Area: 65.0° N, 66.5° W, 15.5° N, 30.0° E.
- Integración temporal: Leapfrog semiimplícito. Paso de tiempo 3 minutos.
- Condiciones de contorno laterales: método de relajación de Davies con datos del modelo del Centro Europeo.
- Campos del suelo (SST, T_s , T_d , W_s , W_d , albedo, ...): climatológicos.
- Orografía: promediada en la rejilla a partir del fichero de la NOAA y de algunas bases de datos nacionales.
- Difusión horizontal lineal de 4° orden.

Física:

- Difusión vertical: parametrización de los flujos verticales de momento, calor sensible y calor latente debidos a la turbulencia.

Flujos superficiales dependientes del número de Richardson y de la rugosidad.

Flujos en la atmósfera libre parametrizados a través de un coeficientes de intercambio.
- Procesos de condensación (gran escala y convectiva): Sundqvist.

Ecuación adicional para la predicción del agua de nube.

Considera la microfísica de los procesos de condensación y precipitación en el interior de las nubes.

Condición de cierre de tipo Kuo (convergencia de humedad).

- Radiación, esquema de Savijarvi-Sass.
- Procesos del suelo, evolución de T_s , W_s , H_{sn} .

No considera vegetación ni tipos de suelo.

Considera porcentajes de tierra/mar/hielo.

Figuras.

Figura 1.- Situación meteorológica del día 8 de Octubre de 1992 a las 00 GMT (figura cedida por el STAP). a) Geopotencial y chorro en 300 mb; b) Geopotencial y temperatura en 500 mb; c) Geopotencial de 1000 mb y temperatura de 850 mb; d) presión en superficie.

Figura 2.- Imagen del satélite Meteosat, canal del Infrarrojo (IR), del día 8 a las 06 GMT. Los diferentes tonos de grises representan diferentes temperaturas del tope de las nubes (la escala es la misma para todas las imágenes de satélite).

Figura 3.- Igual que la anterior pero para las 12 GMT.

Figura 4.- Igual que la figura 1, pero para las 12 GMT del día 8 (figura cedida por el STAP).

Figura 5.- Igual que la figura 2 pero para las 18 GMT del día 8 (a pesar de que en la imagen falta un área entera, se reproduce por el interés que tiene).

Figura 6.- Igual que la figura 2 pero para las 23 GMT del día 8.

Figura 7.- Igual que la figura 2 pero para las 03 GMT del día 9 de Octubre.

Figura 8.- Situación meteorológica del día 9 de Octubre a las 00 GMT (figura cedida por el STAP). La especificaciones son como las de la figura 1.

Figura 9.- Precipitaciones recogidas en la zona de interés entre las 07 horas del día 8 de Octubre y las 7 horas del día 9 de Octubre.

Figura 10.- Imagen integrada de la red de radares del INM del día 8 de Octubre de 1992 a las 12.10 GMT. Capi a 2.5 Km de altura (datos cedidos por el STAP). Los diferentes tonos de grises representan diferentes reflectividades, o, lo que es lo mismo, diferentes intensidades de precipitación.

Figura 11.- Concentración de descargas eléctricas positivas y negativas entre las 06 GMT del día 8 y las 06 GMT del día 9.

Figura 12.- Situación prevista a 24 horas por el experimento de referencia (OPB) para el día 8 de Octubre de 1992 a las 12 GMT. Mapa superior izquierdo, geopotencial de 100 mb y temperatura de 850 mb; superior derecho, geopotencial y humedad relativa de 850 mb; inferior izquierdo, geopotencial y temperatura de 500 mb; inferior derecho, geopotencial e isotacas del 300 mb.

Figura 13.- Igual que la figura anterior pero para el experimento con es esquema de Betts-Miller (CBM).

Figura 14.- Situación prevista a 24 horas por el experimento de referencia (OPB) para el día 8 de Octubre de 1992 a las 12 GMT. a) presión al nivel del mar y nubosidad; b) viento a 10 metros e isotacas del mismo; c) geopotencial de 1000 mb y temperatura a 850 mb.

Figura 15.- Igual que la figura anterior pero para el experimento con es esquema de Betts-Miller (CBM).

Figura 16.- Sondeos, en diagrama Skew-T, observados en las estaciones de Palma de Mallorca (08301) y Murcia (08430) el día 8 de Octubre de 1992 a las 12 GMT.

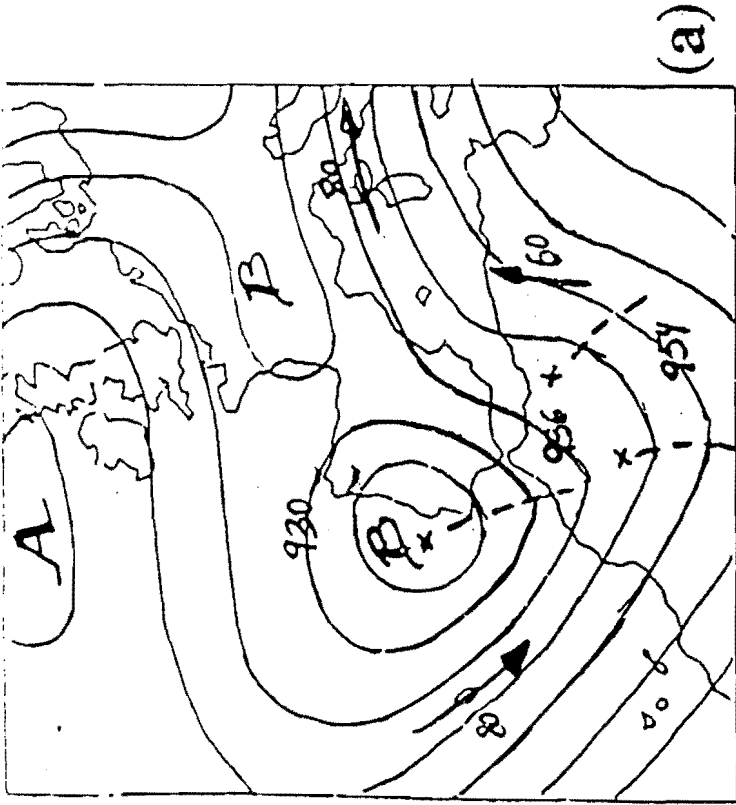
Figura 17.- Perfiles verticales, en diagrama Skew-T, previstos por el experimento de referencia (OPB) para el día 8 a las 12 GMT en los puntos de rejilla más cercanos a las estaciones de Palma de Mallorca (08301) y Murcia (08430).

Figura 18.- Igual que la figura 17 pero para el experimento con el esquema de Betts-Miller (CBM).

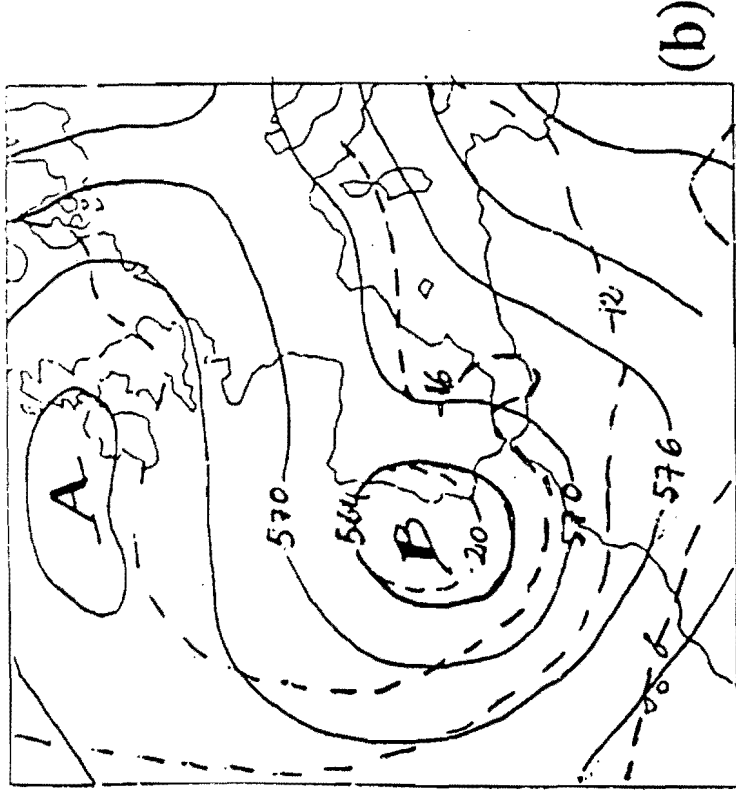
Figura 19.- Perfiles verticales previstos por el experimento de referencia para cuatro puntos alrededor del sistema convectivo (las coordenadas geográficas de cada puntos se dan en el diagrama).

Figura 20.- Igual que la figura anterior, pero para el experimento CBM.

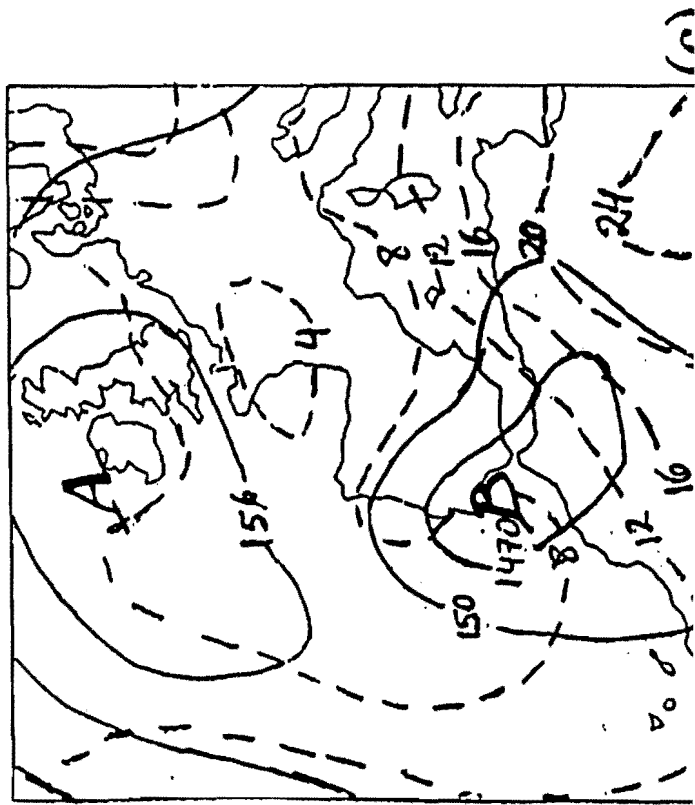
Figura 21.- Precipitaciones previstas por los cuatro experimentos entre las 06 GMT del día 8 y las 06 GMT del día 9 de Octubre.



(a)

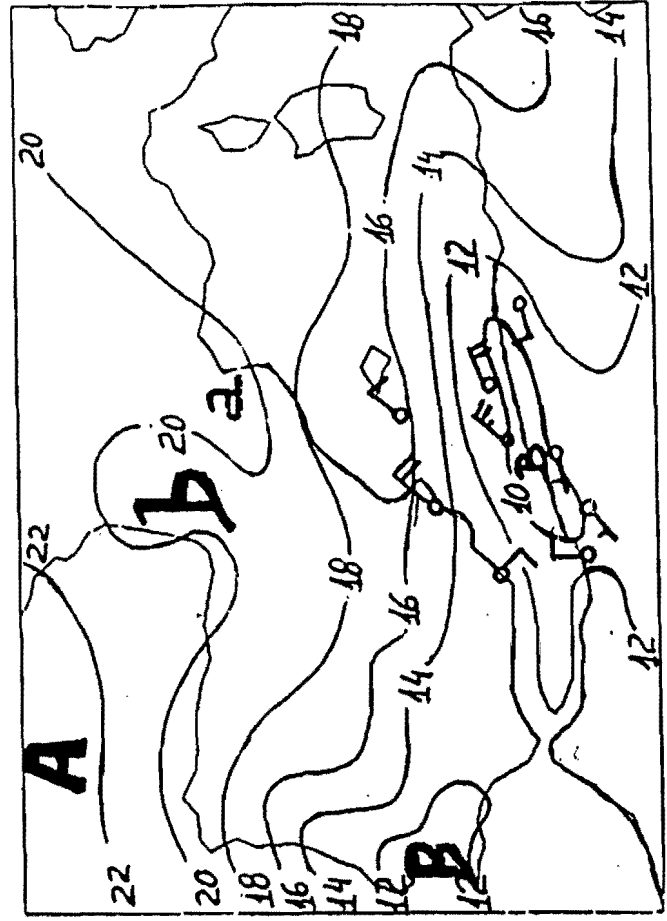


(b)



(c)

FIGURA 1



(d)

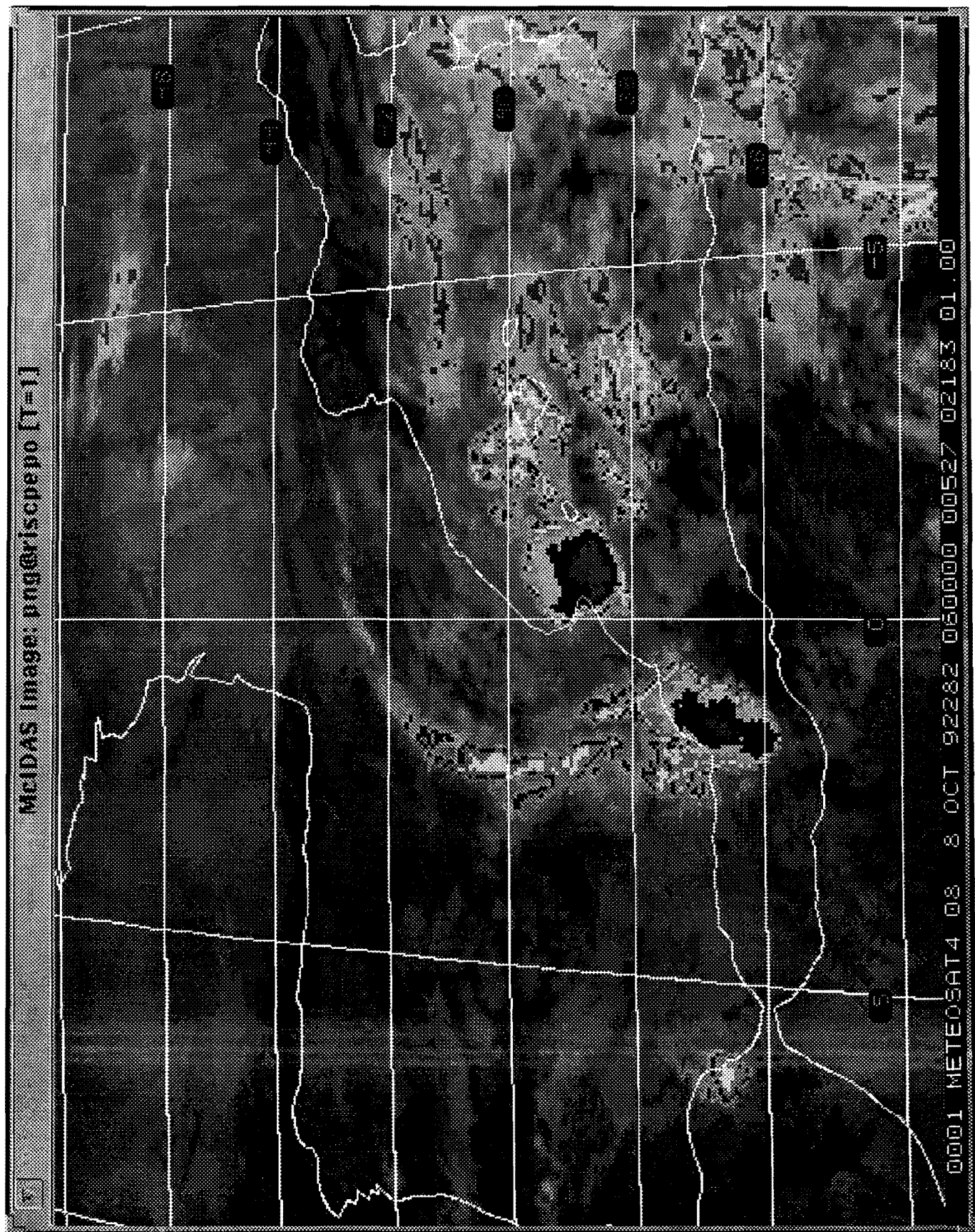


FIGURA 2

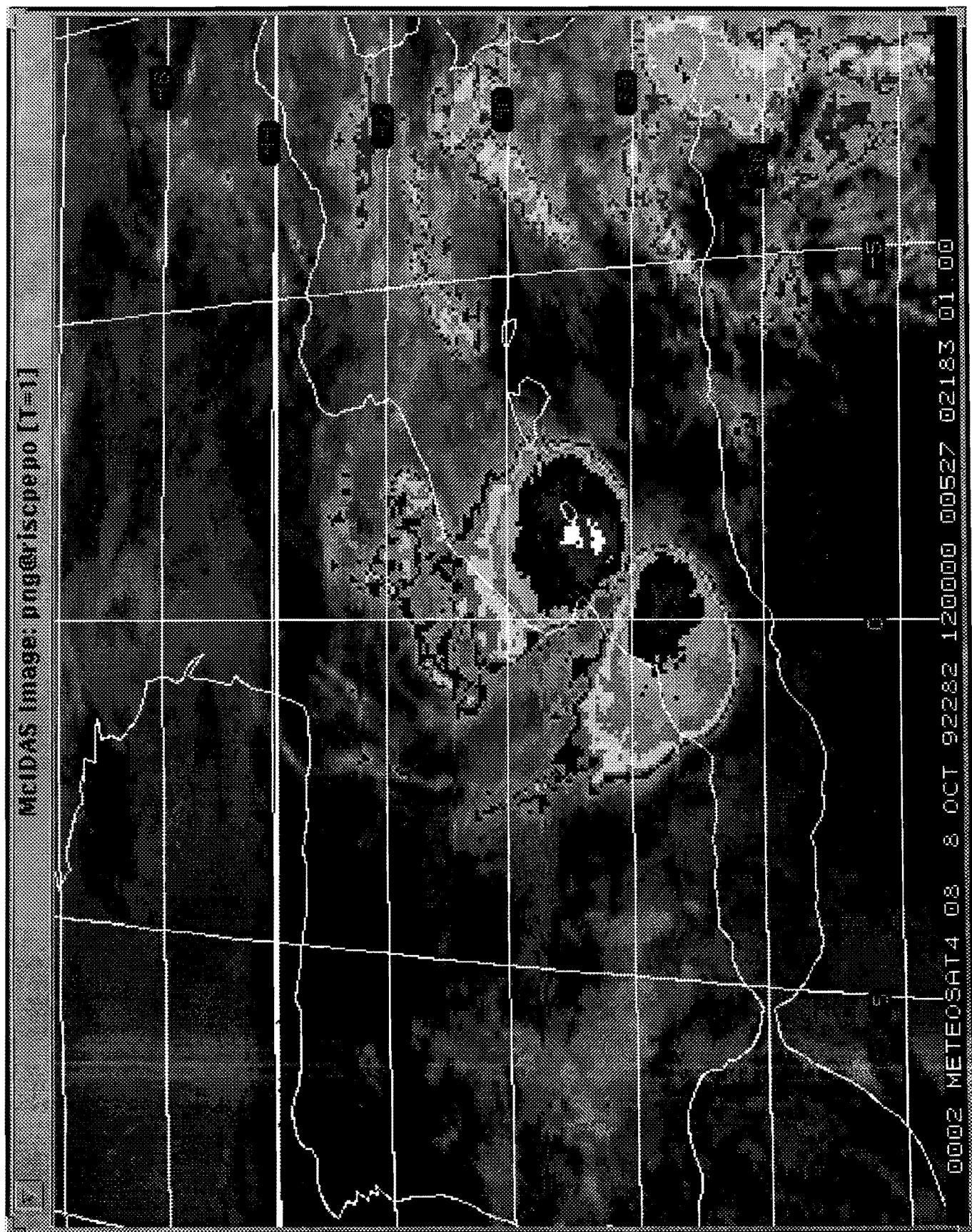
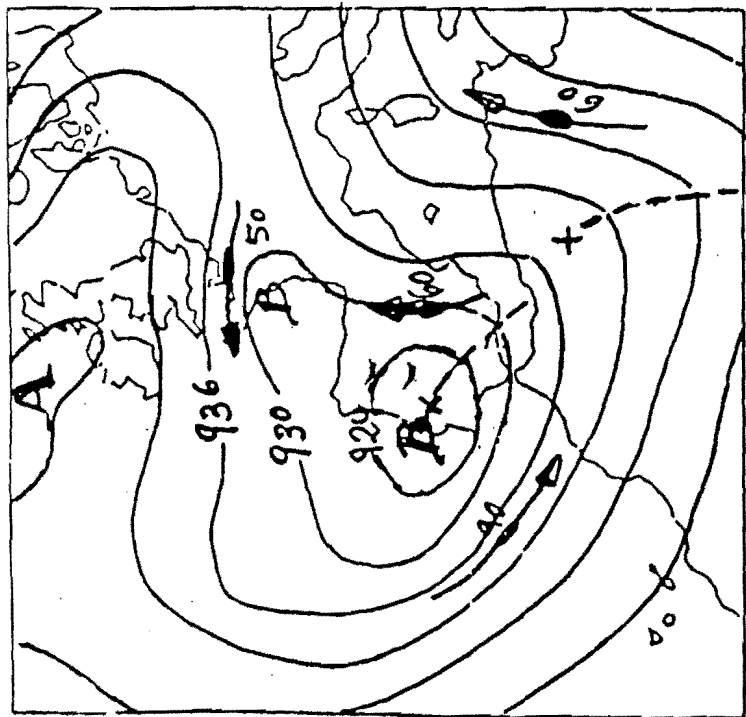
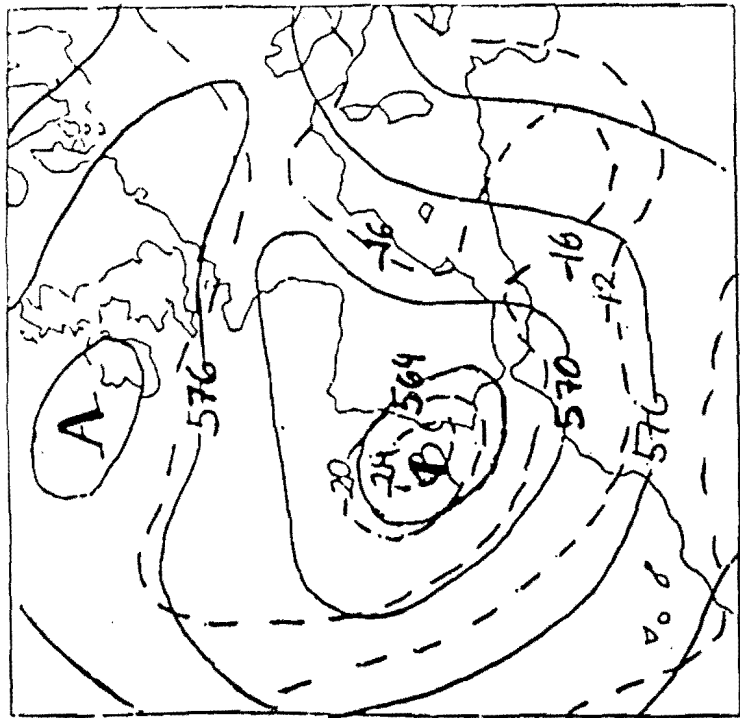


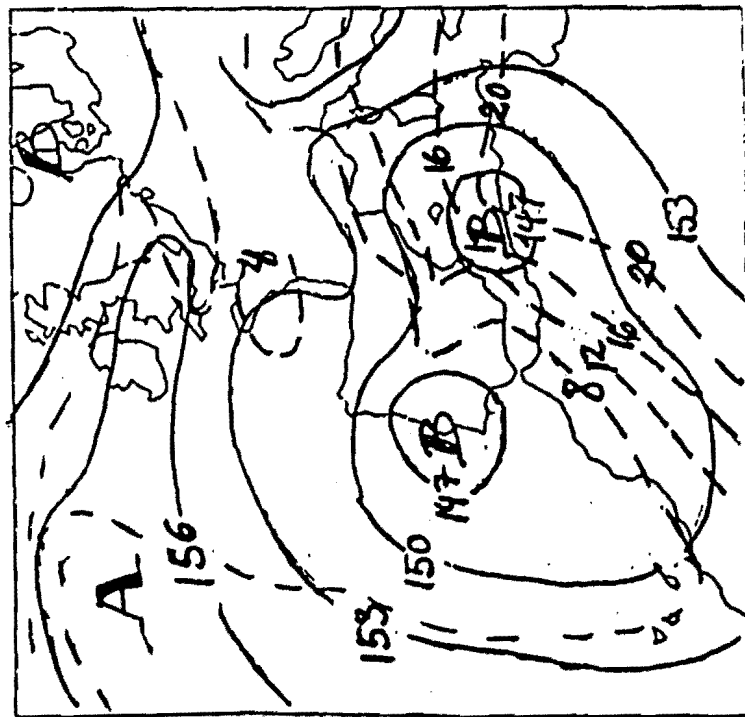
FIGURA 3



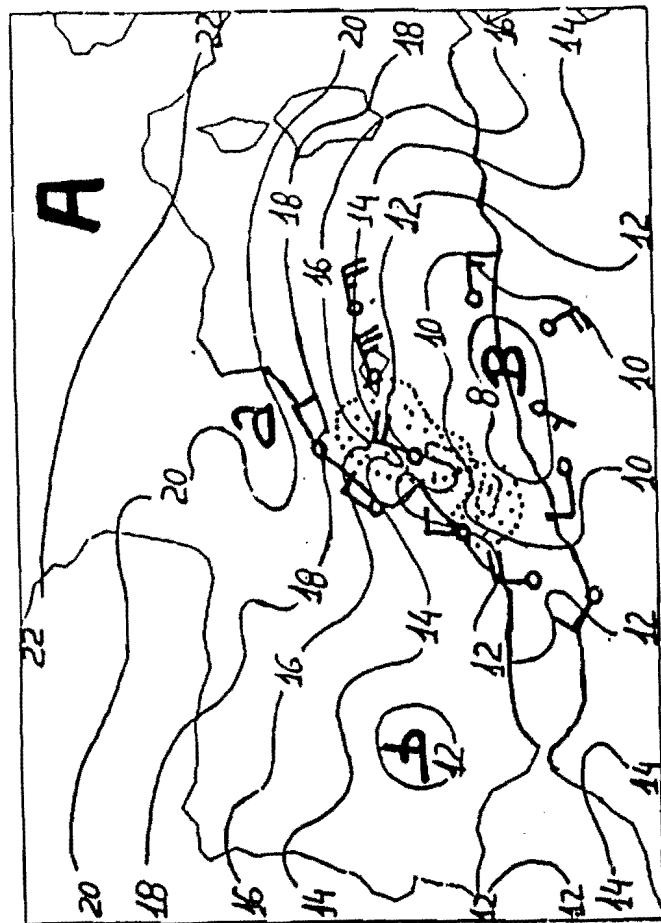
(a)



(b)



(c)



(d)

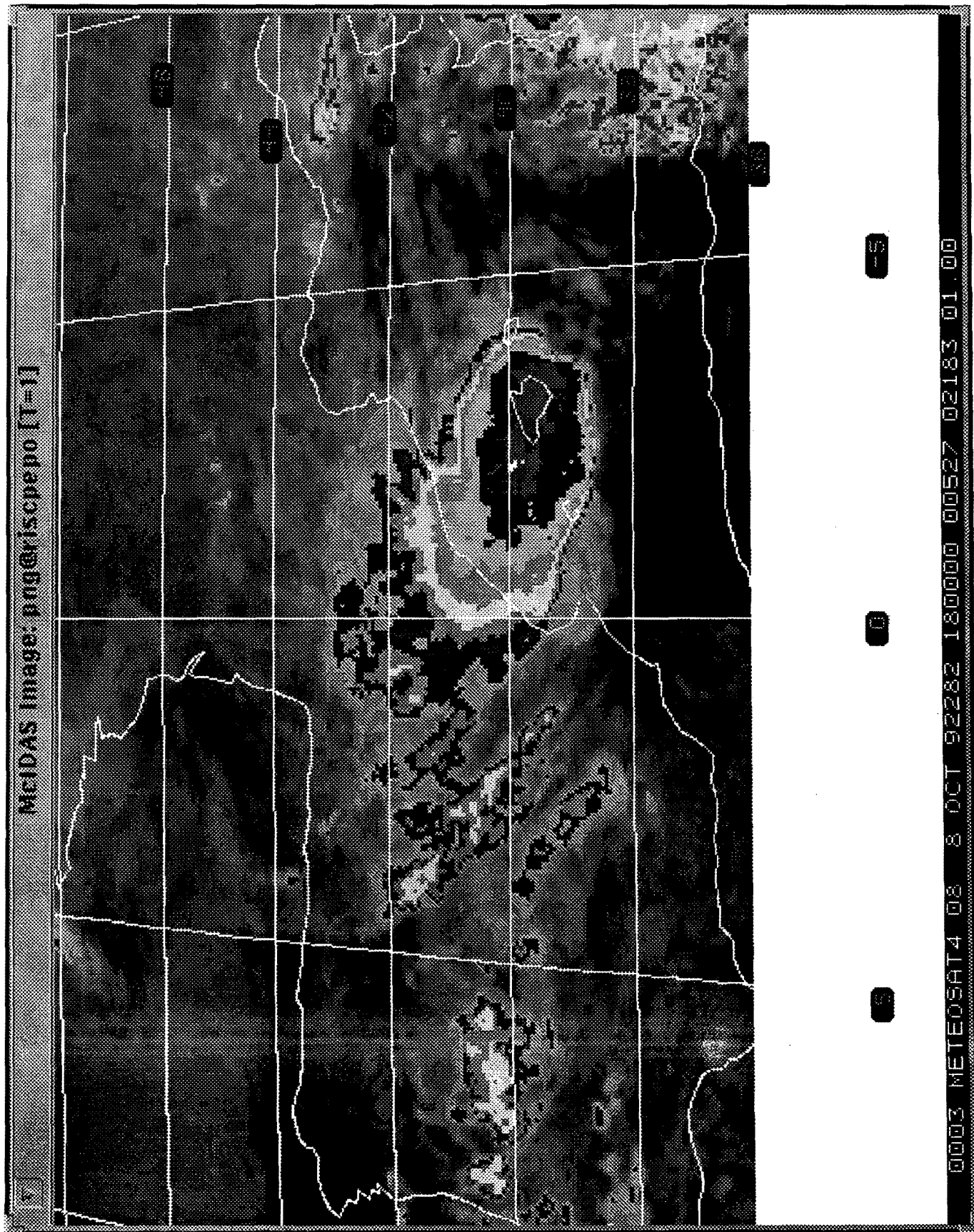


FIGURA 5

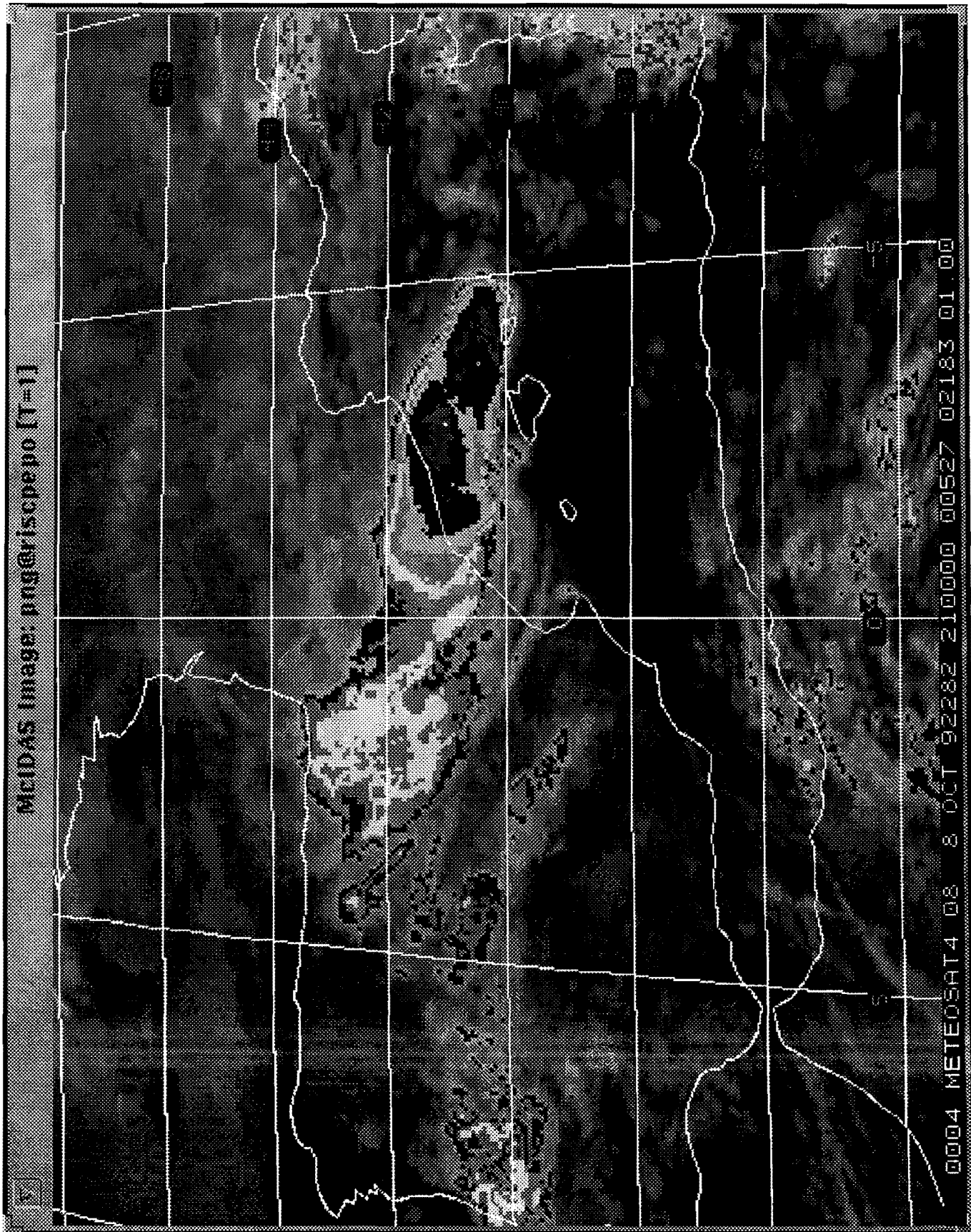


FIGURA 6

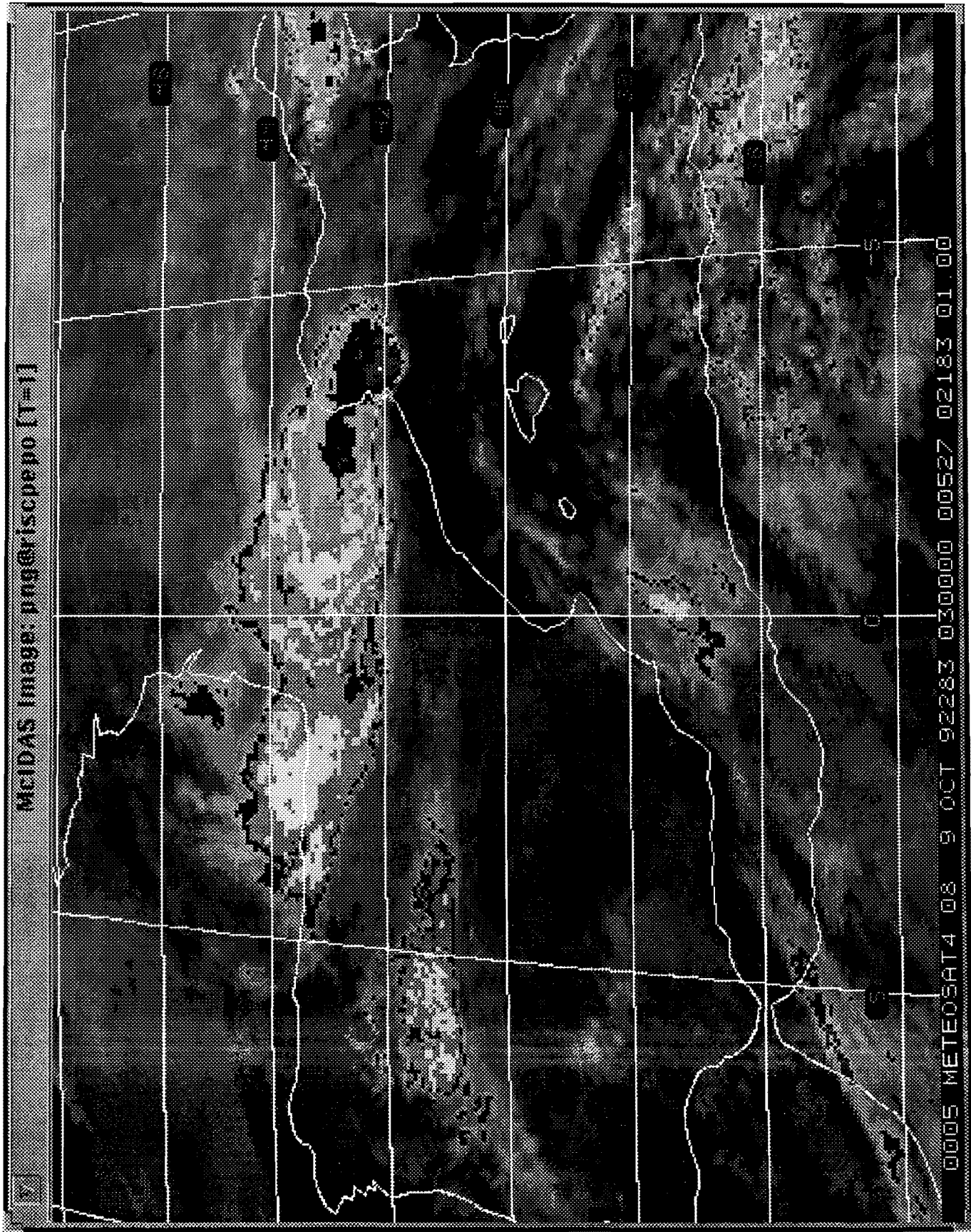
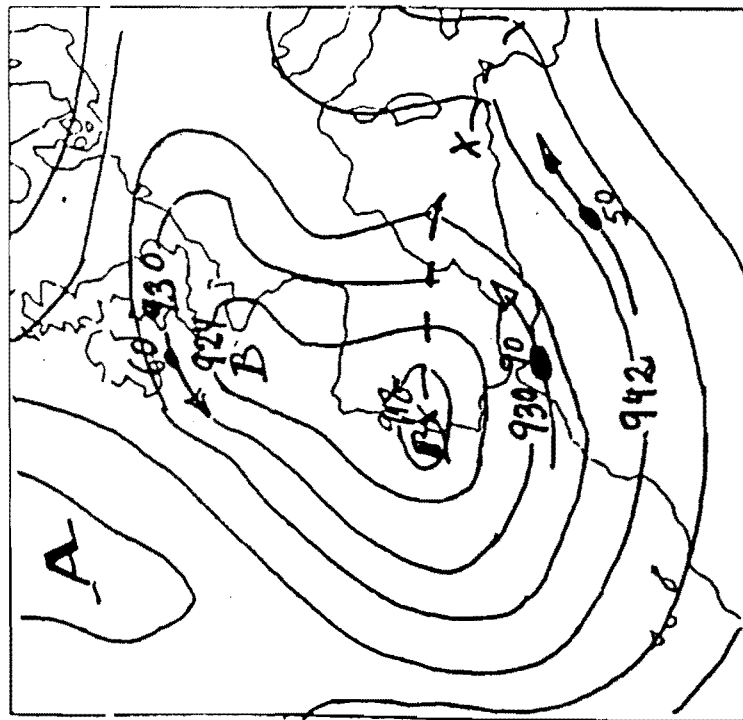
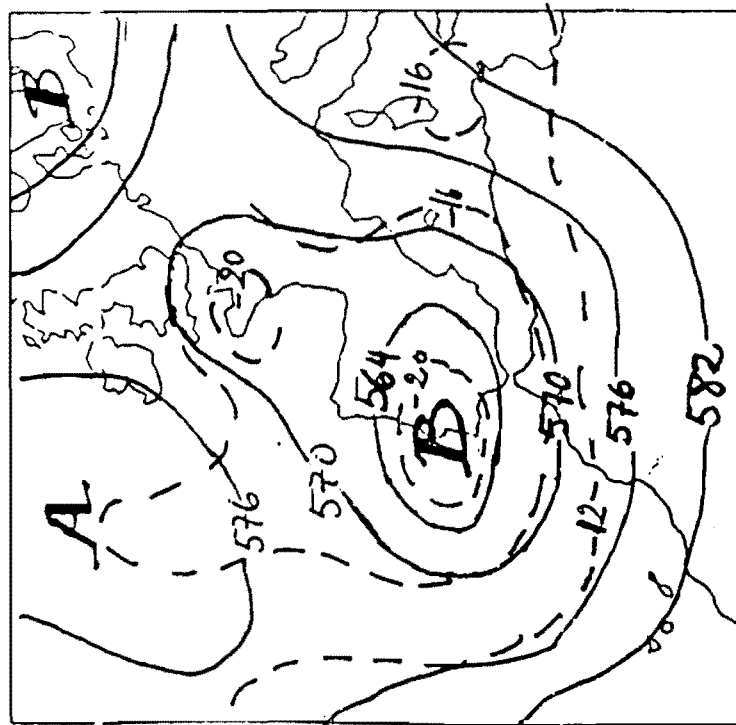


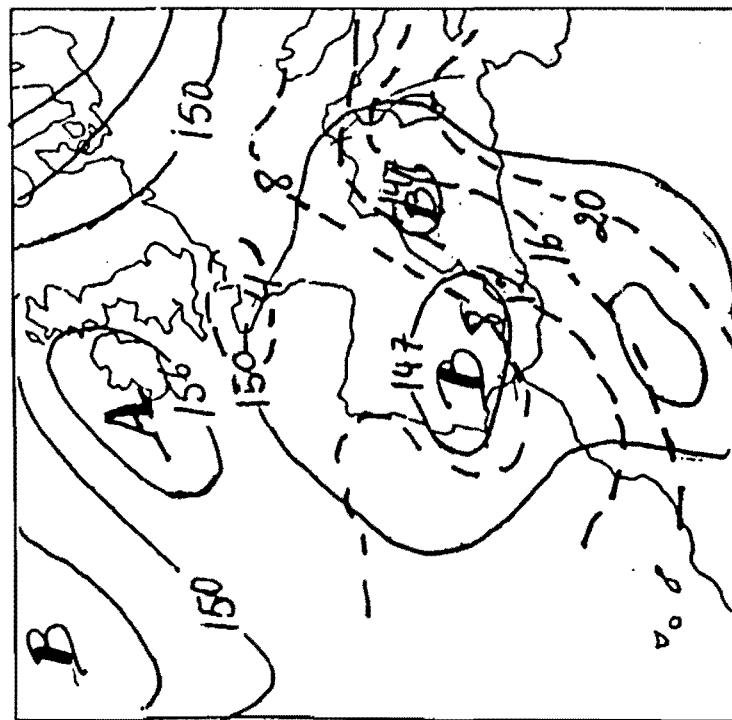
FIGURA 7



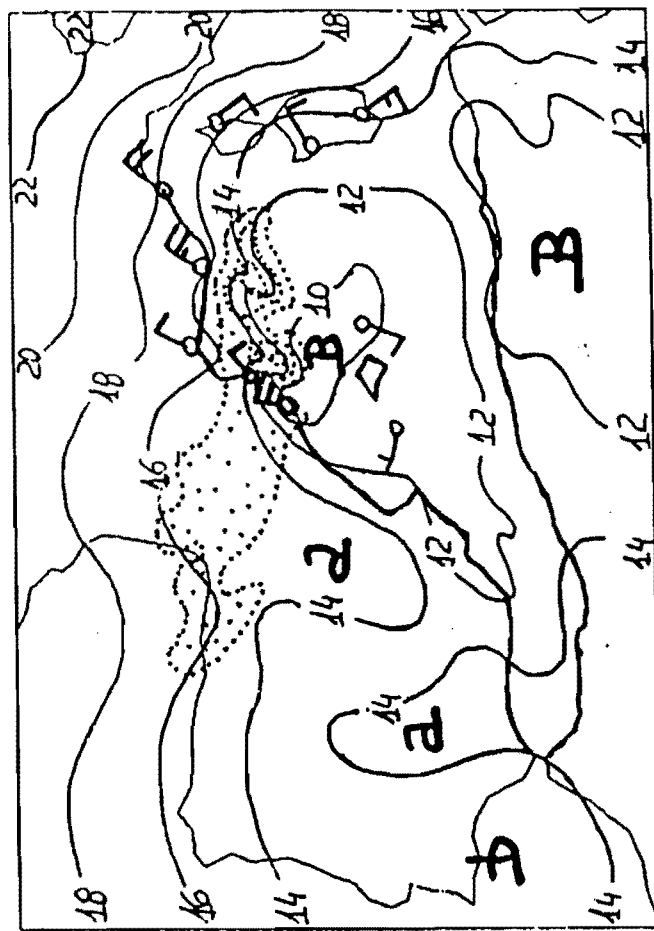
(a)



(b)



(c)



(d)

PRECIPITACION TOTAL 92100806 - 92100906

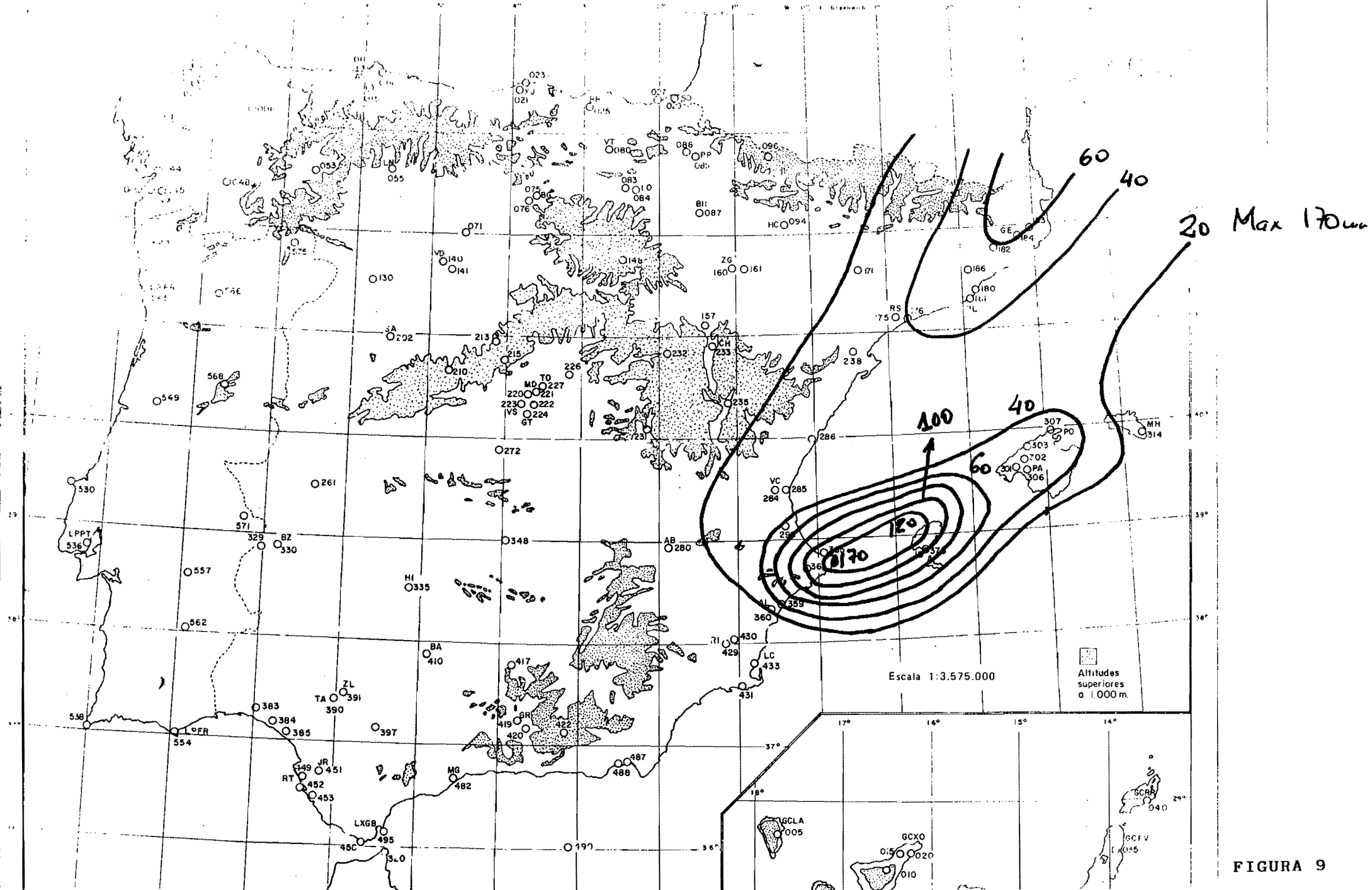
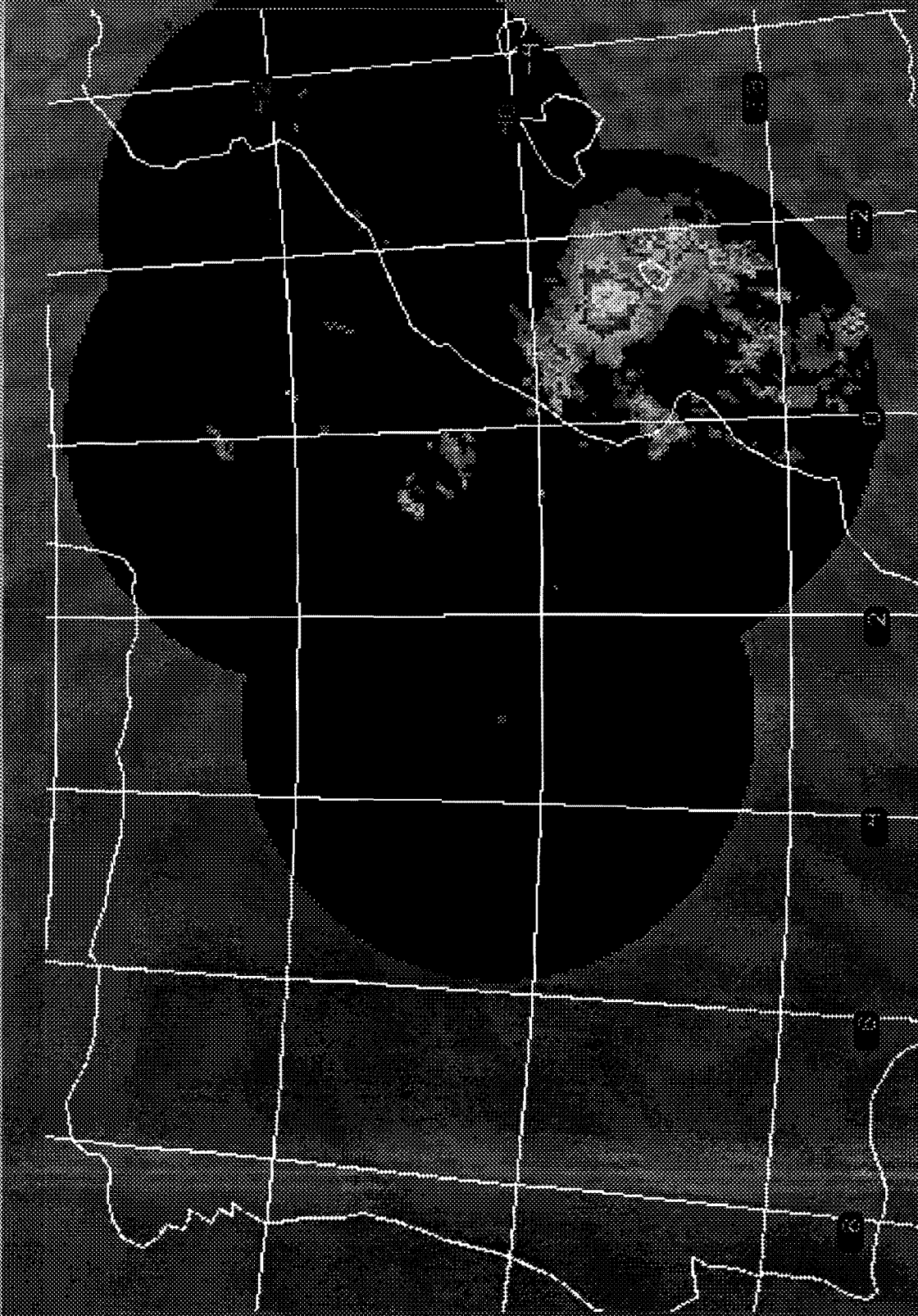


FIGURA 9

McIDAS Image: png@iscpepo [1=1]

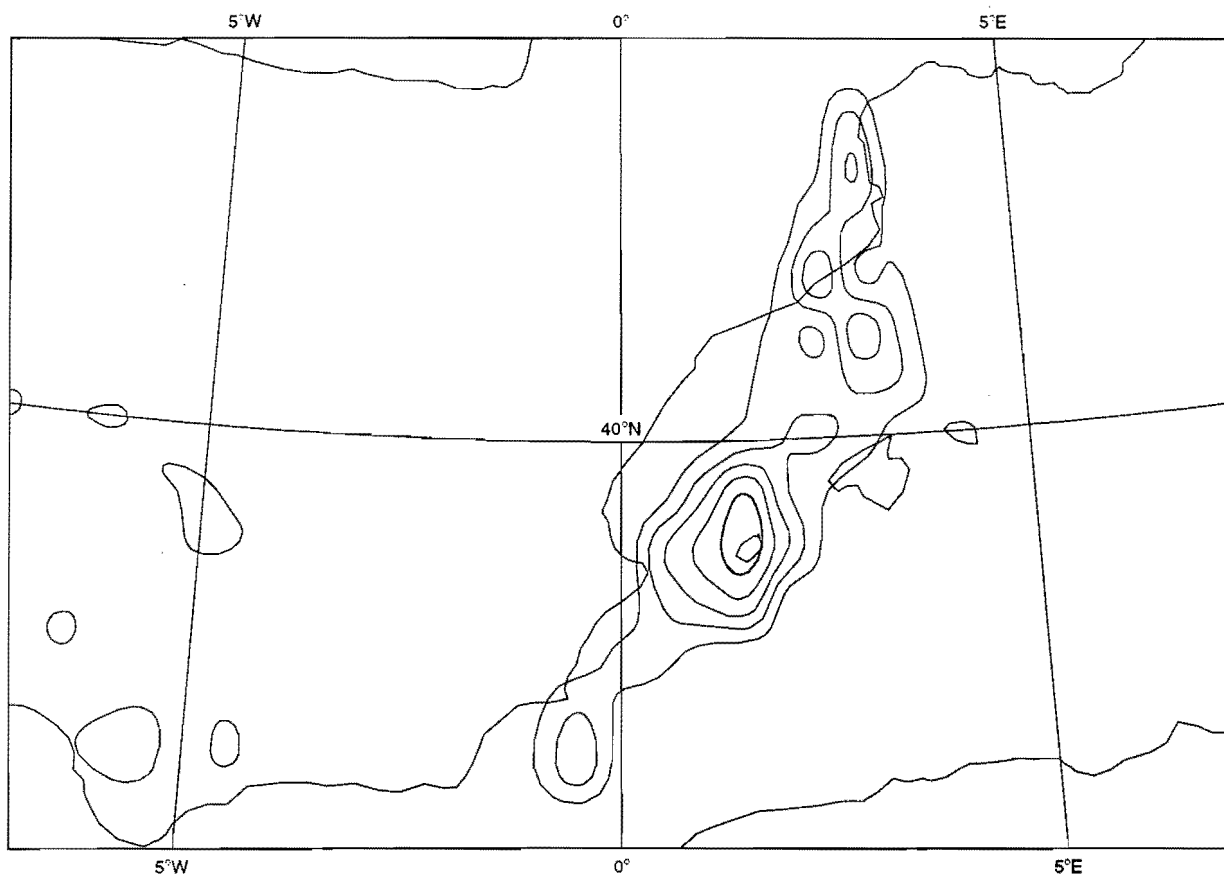


0006 RADAR 1080 8 OCT 9228Z 121000 07109 09109 02 00

FIGURA 10

Descargas Elec. + desde 08/10/92 a las 06 UTC hasta 09/10/92 a las 06 UTC

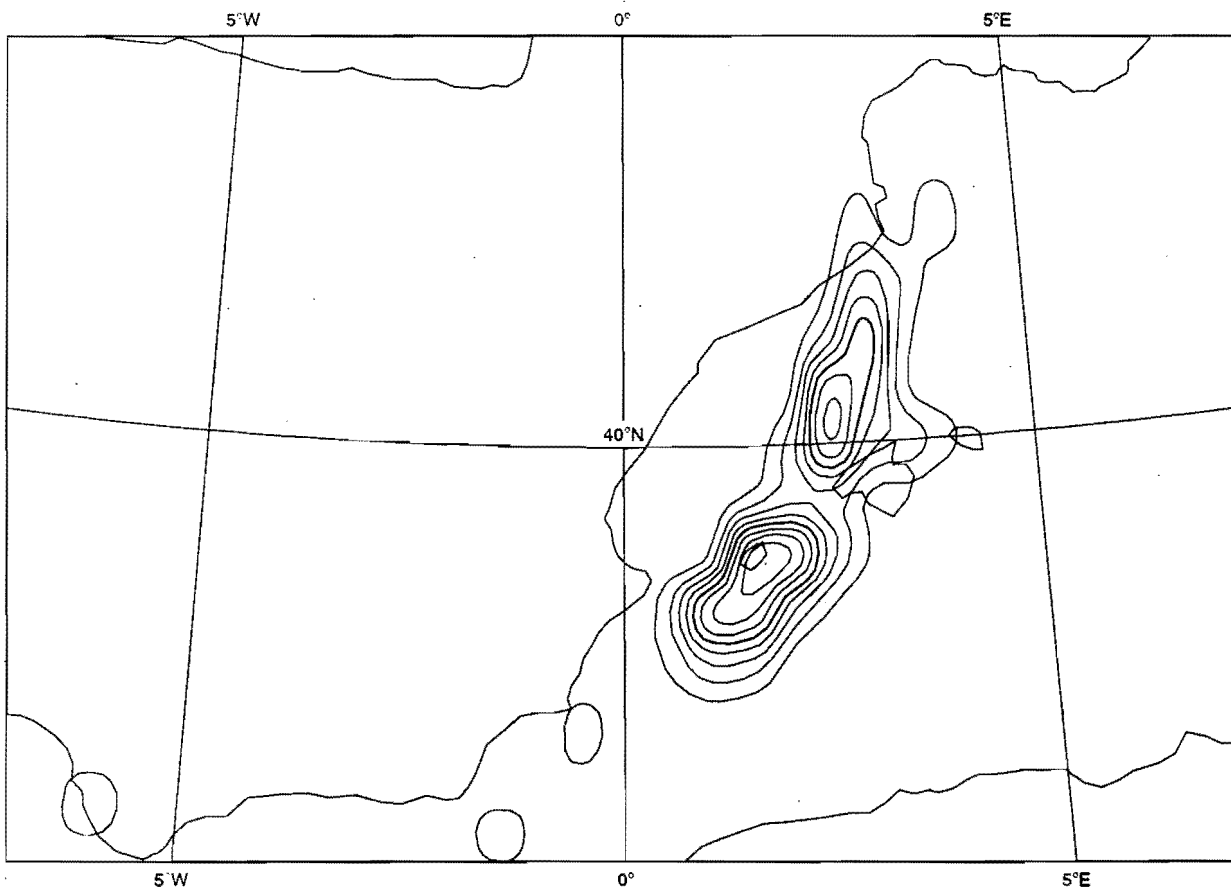
10 (50) INTERVALS



MAGICS 5.03 CRAY/nimbus - png 20 June 1995 09:26:09 - DESCARGAS EL.

Descargas Elec. - desde 08/10/92 a las 06 UTC hasta 09/10/92 a las 06 UTC

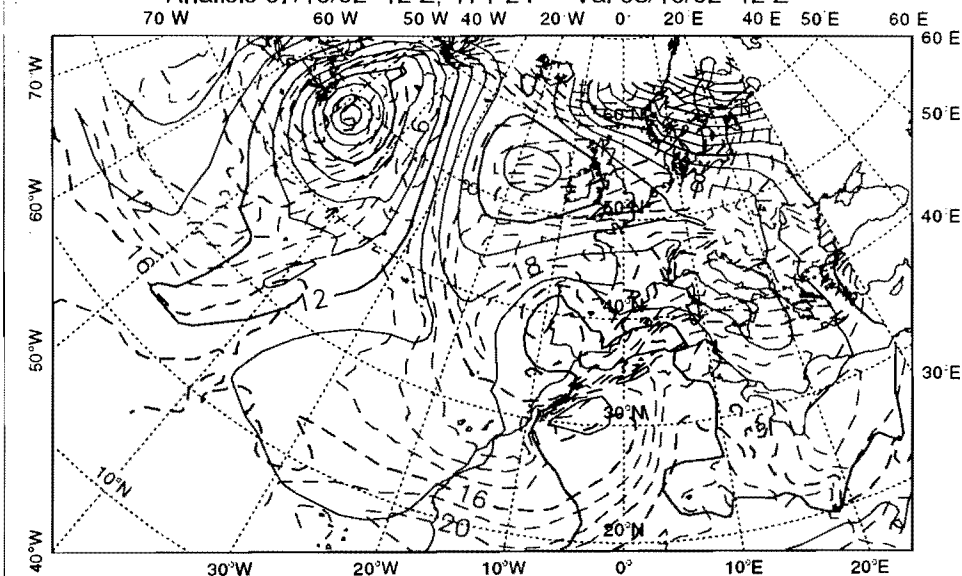
100 (500) INTERVALS



MAGICS 5.03 CRAY/nimbus - png 20 June 1995 09:26:09 - DESCARGAS EL.

FIGURA 11

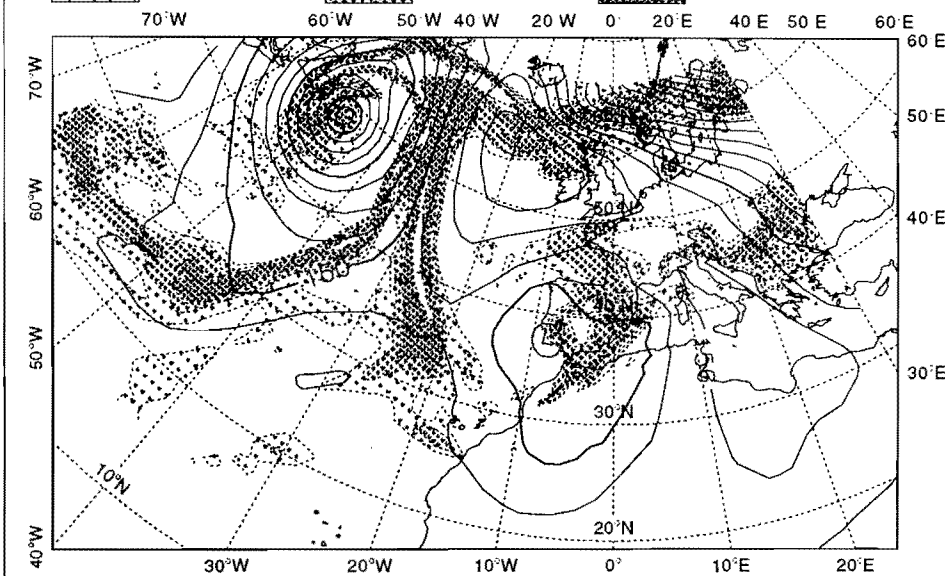
HIRLAM OPB: Geopotencial de 1000 hPa y Temperatura de 850 hPa
Analisis 07/10/92 12 Z, H + 24 -- Val 08/10/92 12 Z



MAGICS 5.03 CRAY/mimbus - png 20 June 1995 09:18:46 - HIRLAM

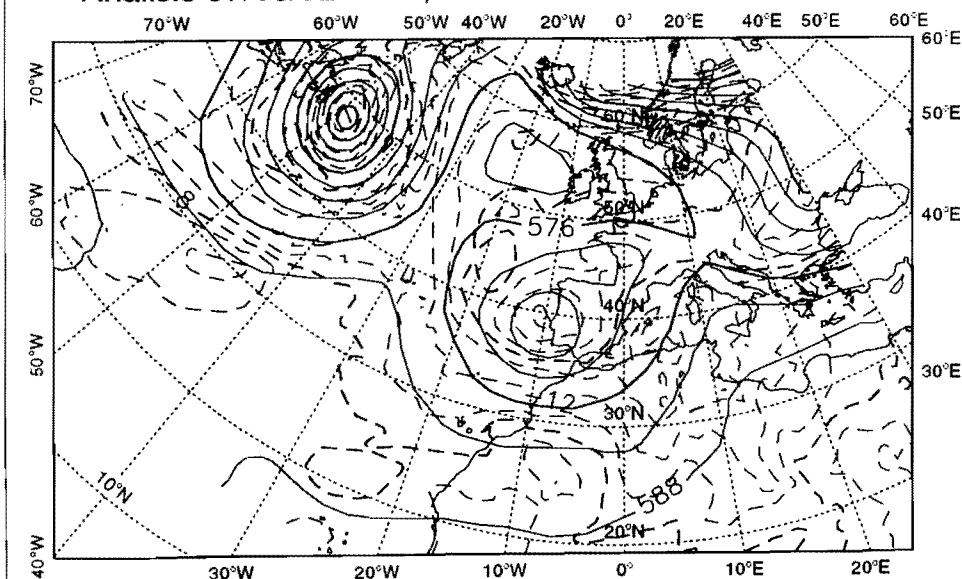
HIRLAM OPB: Geopotencial y Humedad relativa de 850 hPa
Analisis 07/10/92 12 Z, H + 24 -- Val 08/10/92 12 Z

70 - 80 LEVEL 80 - 90 LEVEL 90 - 100 LEVEL



MAGICS 5.03 CRAY/mimbus - png 20 June 1995 09:18:51 - HIRLAM

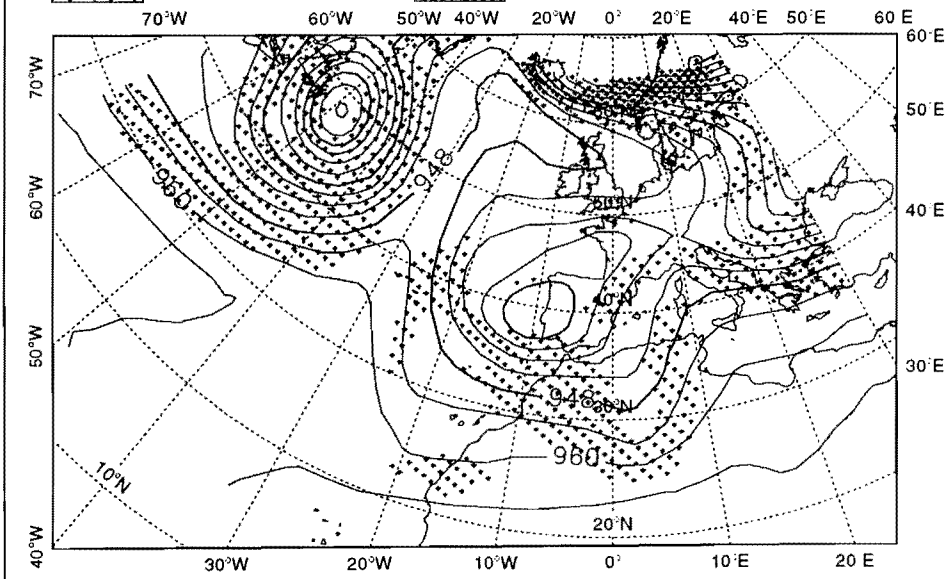
HIRLAM OPB: Geopotencial y Temperatura de 500 hPa
Analisis 07/10/92 12 Z, H + 24 -- Val 08/10/92 12 Z



MAGICS 5.03 CRAY/mimbus - png 20 June 1995 09:18:55 - HIRLAM

HIRLAM OPB: Geopotencial e isotacas de 300 hPa
Analisis 07/10/92 12 Z, H + 24 -- Val 08/10/92 12 Z

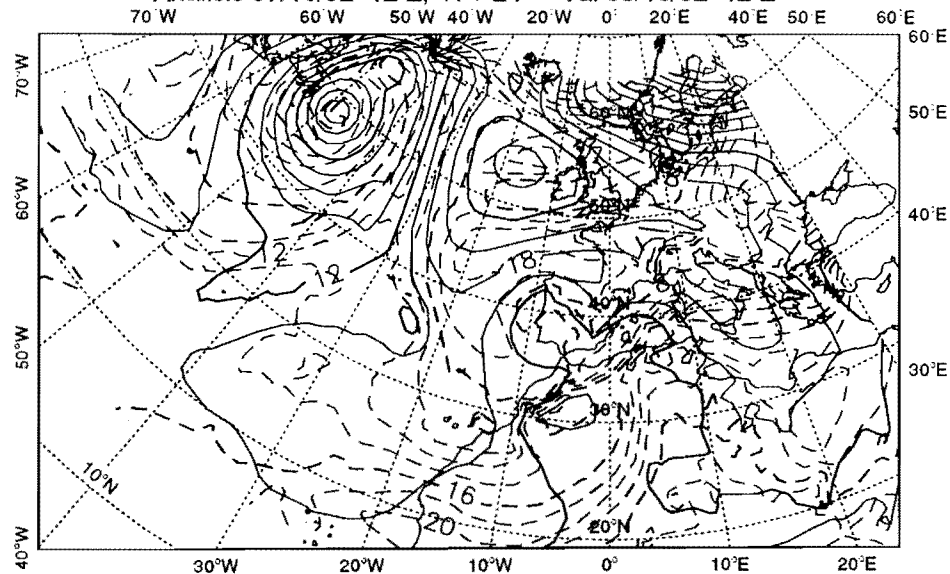
25 - 50 M/S 50 - 68.731 M/S



MAGICS 5.03 CRAY/mimbus - png 20 June 1995 09:18:58 - HIRLAM

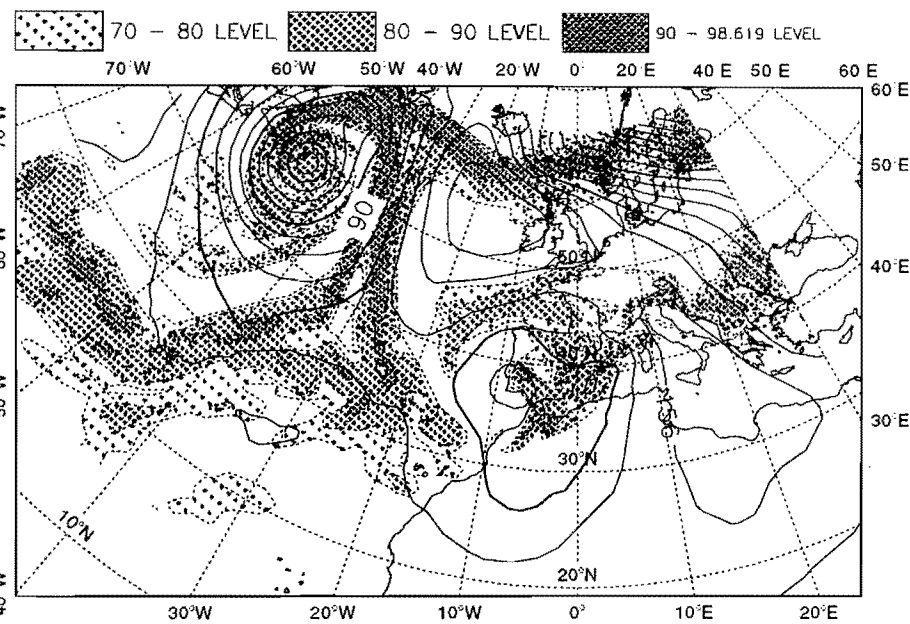
FIGURA 12

HIRLAM CBM: Geopotencial de 1000 hPa y Temperatura de 850 hPa
Analisis 07/10/92 12 Z, H + 24 -- Val 08/10/92 12 Z



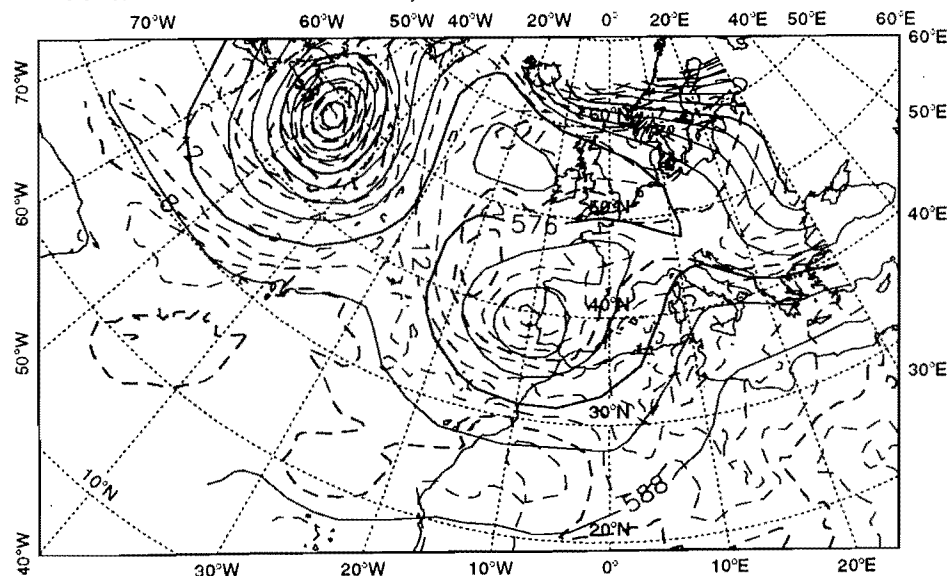
MAGICS 5.03 CRAY/nimbus - png 20 June 1995 09:23:35 - HIRLAM

HIRLAM CBM: Geopotencial y Humedad relativa de 850 hPa
Analisis 07/10/92 12 Z, H + 24 -- Val 08/10/92 12 Z



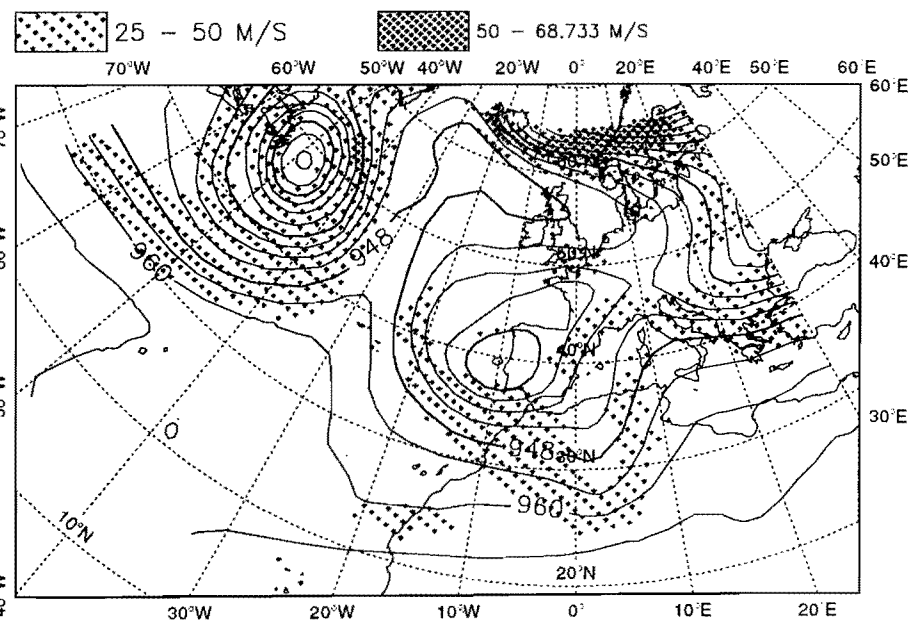
MAGICS 5.03 CRAY/nimbus - png 20 June 1995 09:23:41 - HIRLAM

HIRLAM CBM: Geopotencial y Temperatura de 500 hPa
Analisis 07/10/92 12 Z, H + 24 -- Val 08/10/92 12 Z



MAGICS 5.03 CRAY/nimbus - png 20 June 1995 09:23:44 - HIRLAM

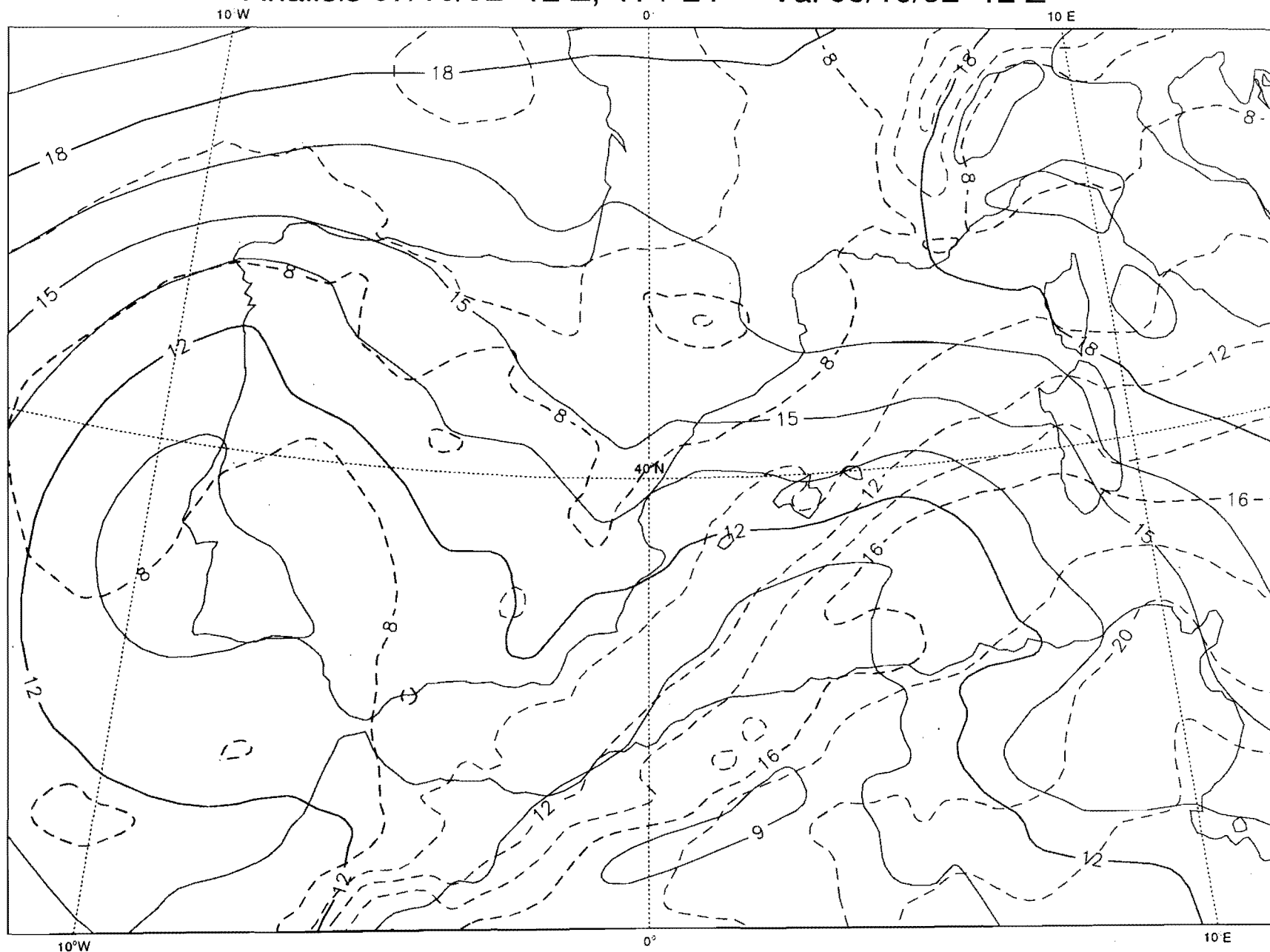
HIRLAM CBM: Geopotencial e isotacas de 300 hPa
Analisis 07/10/92 12 Z, H + 24 -- Val 08/10/92 12 Z



MAGICS 5.03 CRAY/nimbus - png 20 June 1995 09:23:49 - HIRLAM

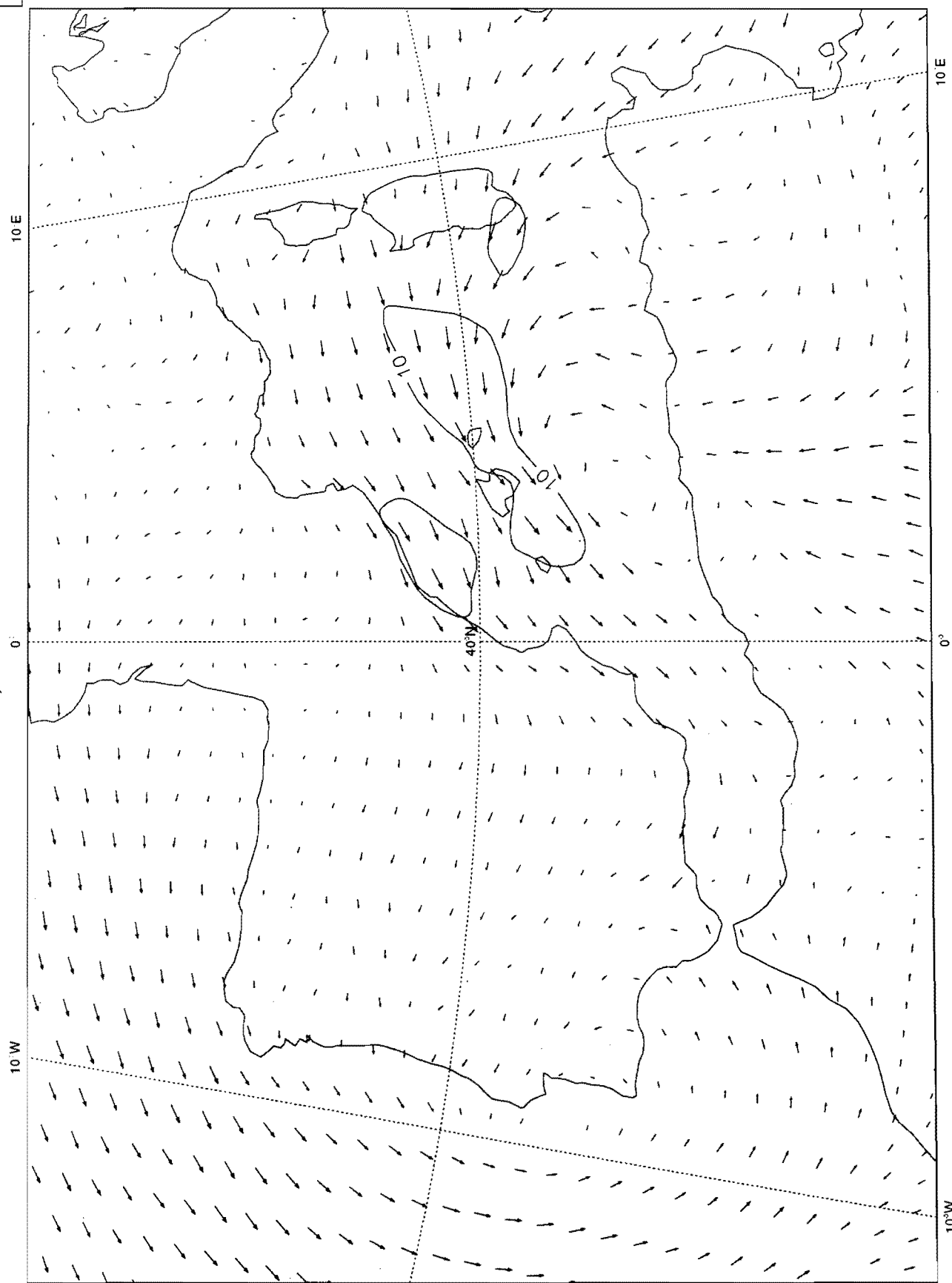
FIGURA 13

HIRLAM OPB: Geopotencial de 1000 hPa y Temperatura de 850 hPa
Análisis 07/10/92 12 Z, H + 24 -- Val 08/10/92 12 Z



HIRLAM OPB: Viento a 10 m (isotacas) Analysis 07/10/92 12 Z, H + 24 -- Val 08/10/92 12 Z

25.0 m/s



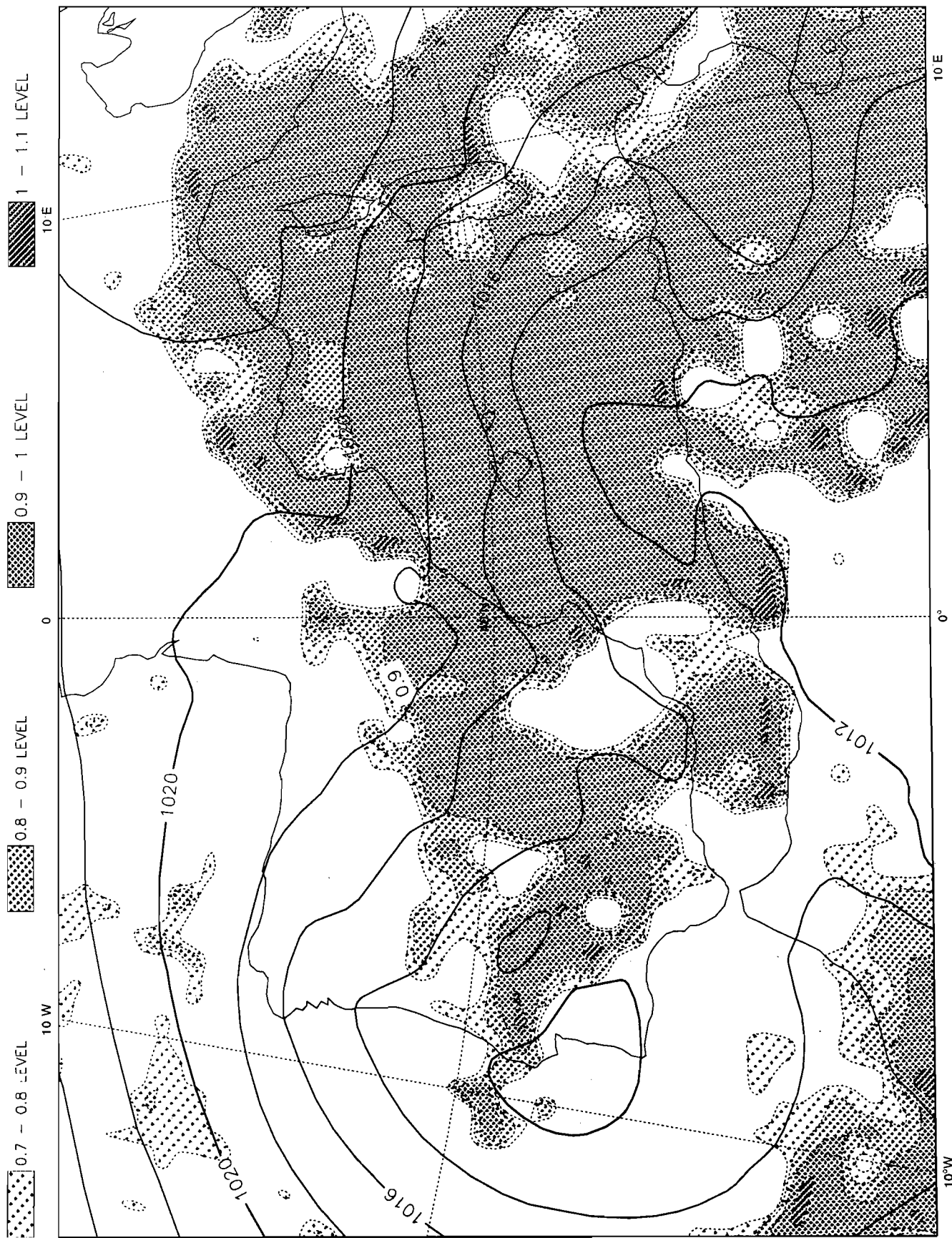
10°W

0°

10°E

8

HIRLAM OPB: Presion al nivel del mar y Nubosidad
 Analisis 07/10/92 12 Z, H + 24 -- Val 08/10/92 12 Z

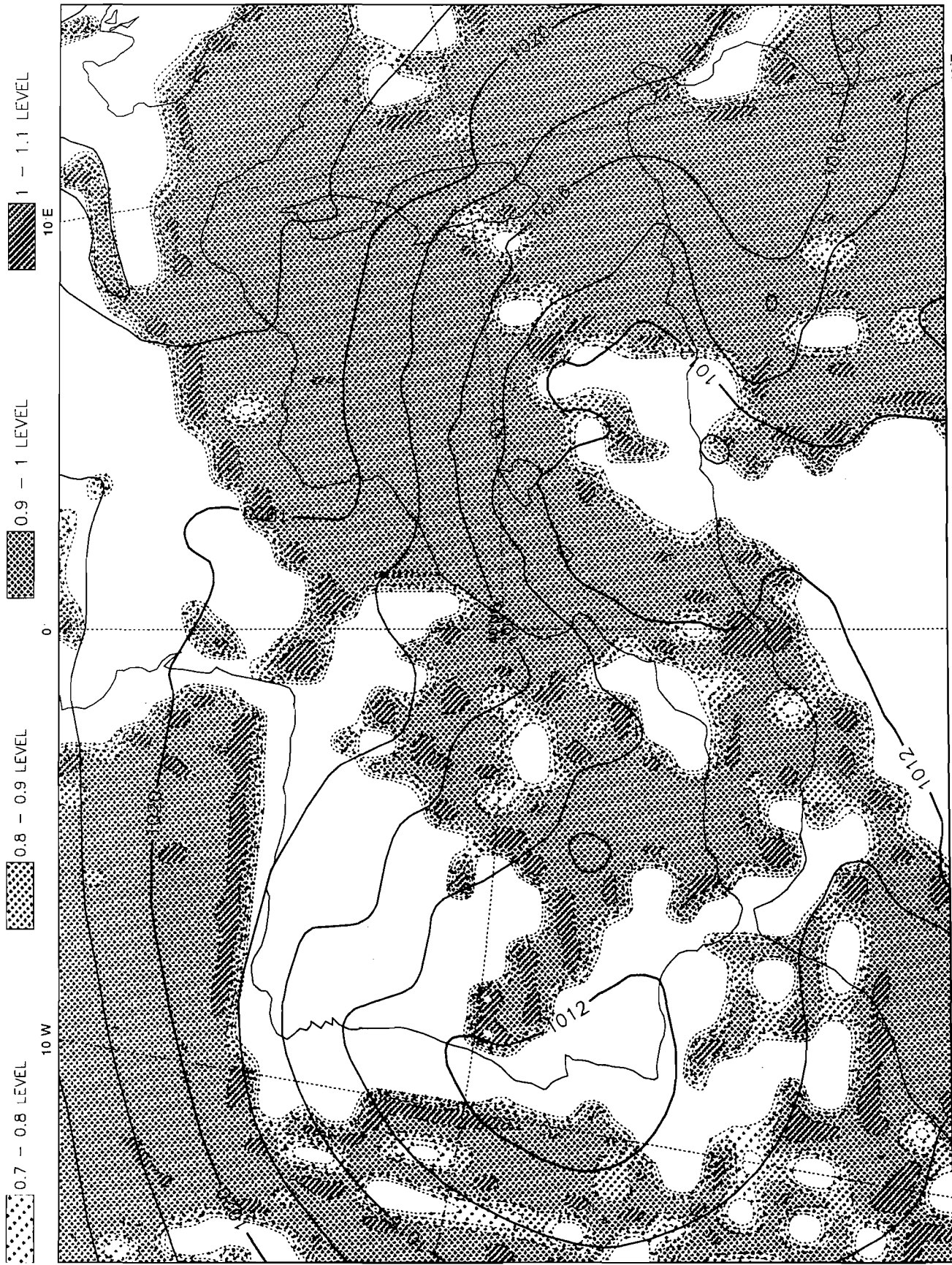


10°W

0°

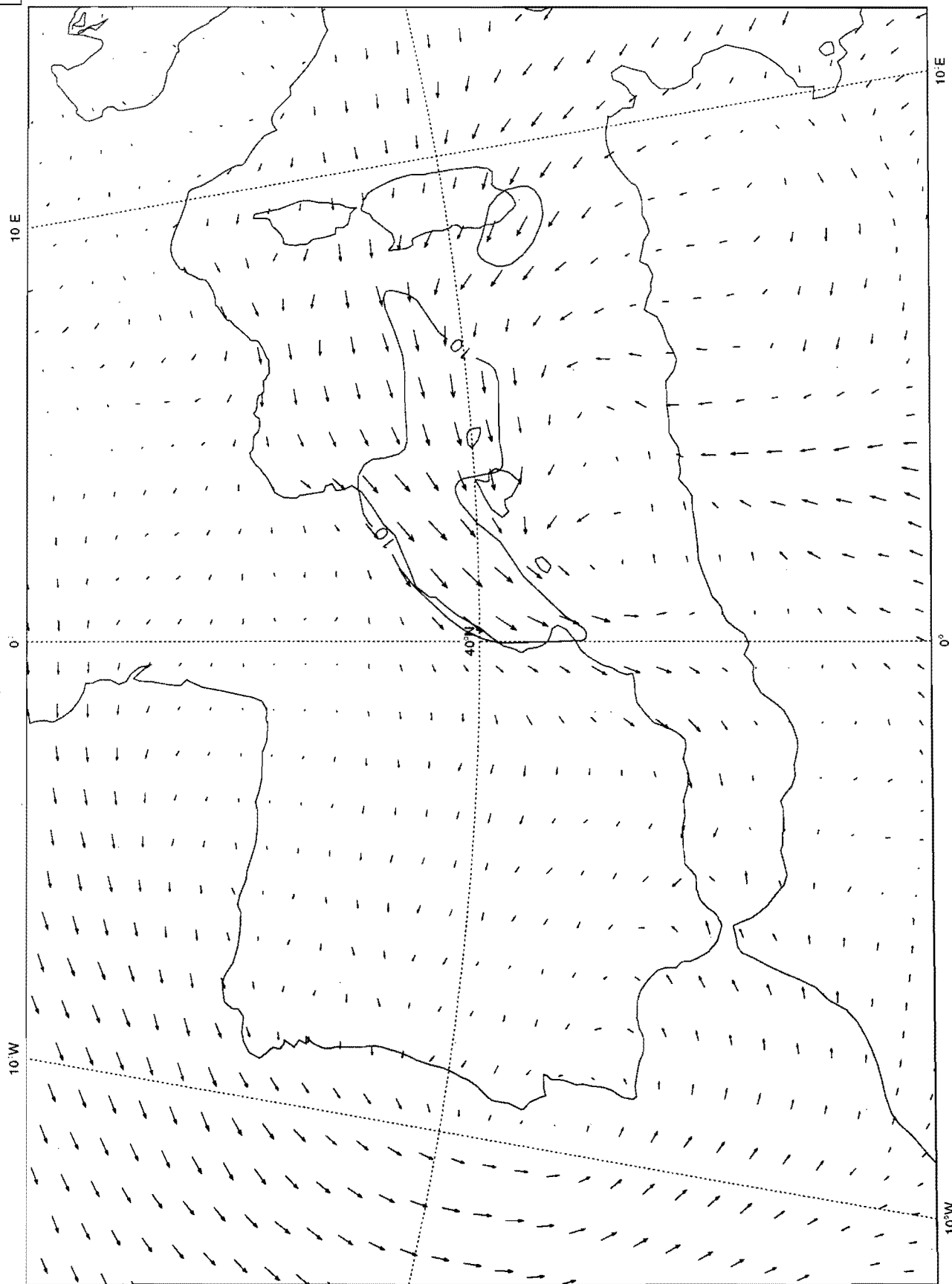
10°E

HIRLAM CBM: Presion al nivel del mar y Nubosidad
 Analisis 07/10/92 12 Z, H + 24 -- Val 08/10/92 12 Z



HIRLAM CBM: Viento a 10 m (isotacas)
Analysis 07/10/92 12 Z, H + 24 -- Val 08/10/92 12 Z

25.0 m/s

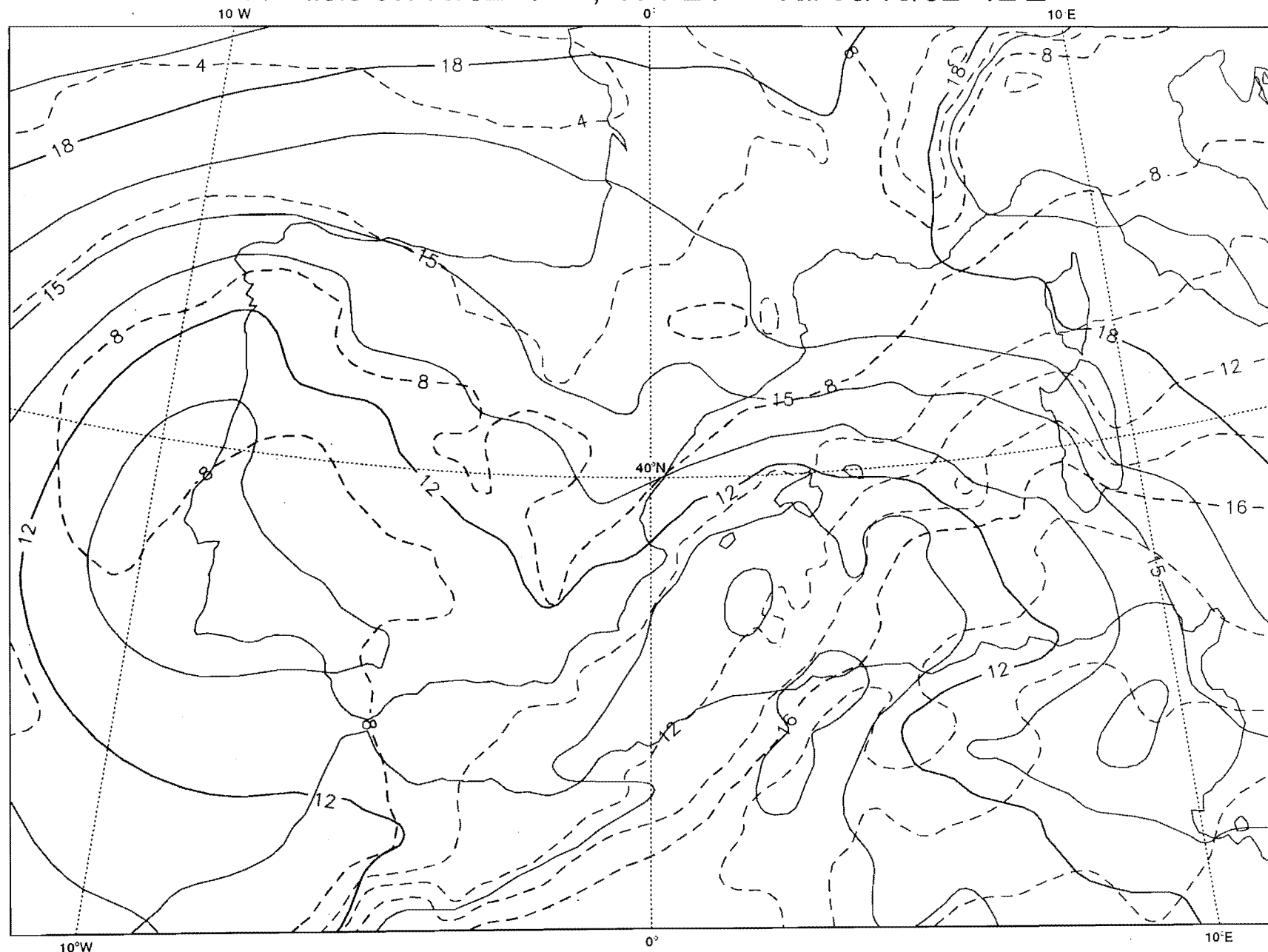


10°W

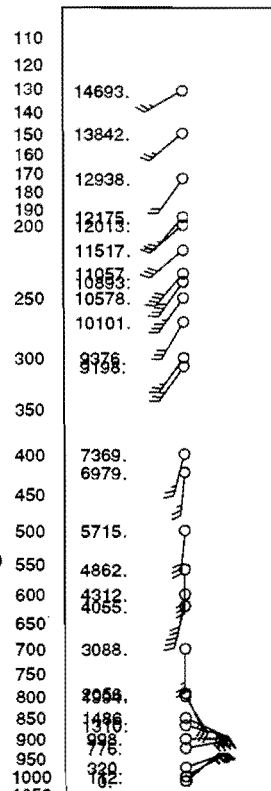
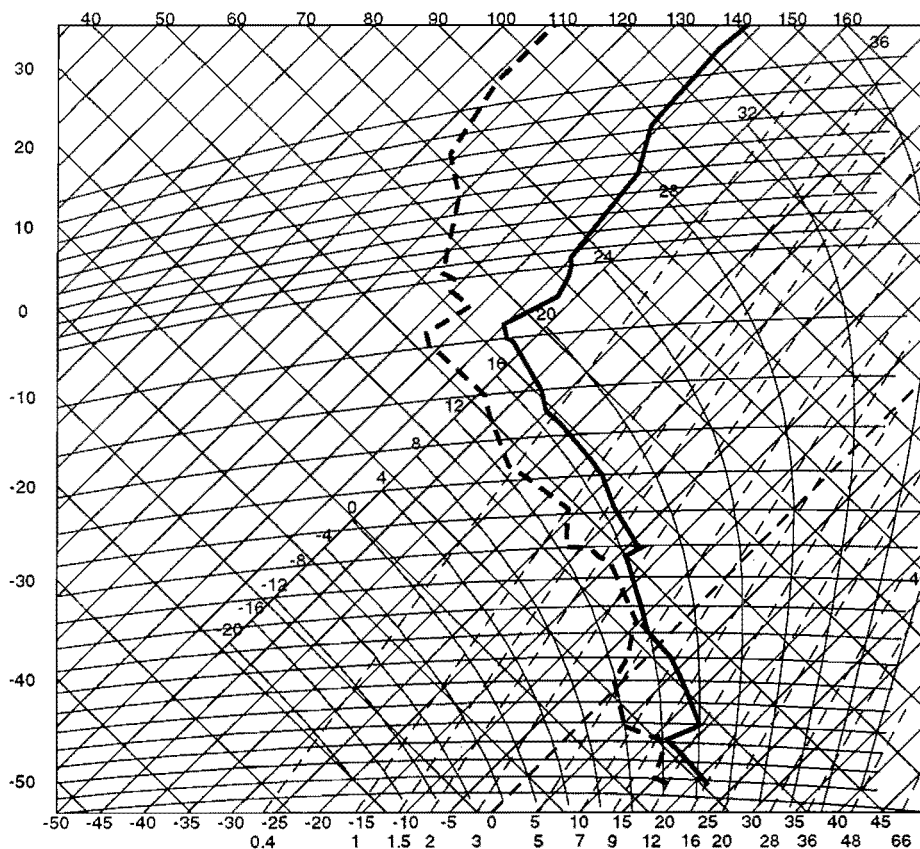
0°

10°E

HIRLAM CBM: Geopotencial de 1000 hPa y Temperatura de 850 hPa
Análisis 07/10/92 12 Z, H + 24 -- Val 08/10/92 12 Z



Estacion: 08301
 Coordenadas: 39 32N 2 37E Alt: 6
 Día: 921008 a las 12 -- TEMP



Estacion: 08430
 Coordenadas: 38 0N 1 10W Alt: 62
 Día: 921008 a las 12 -- TEMP

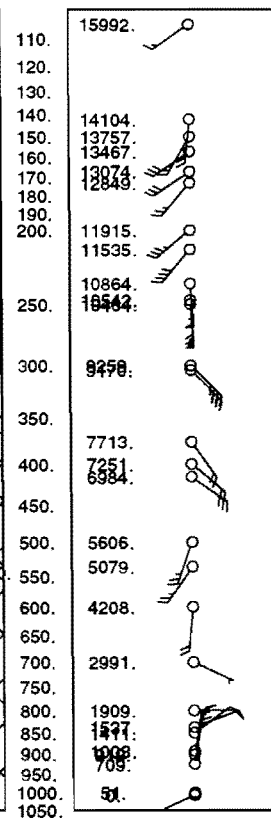
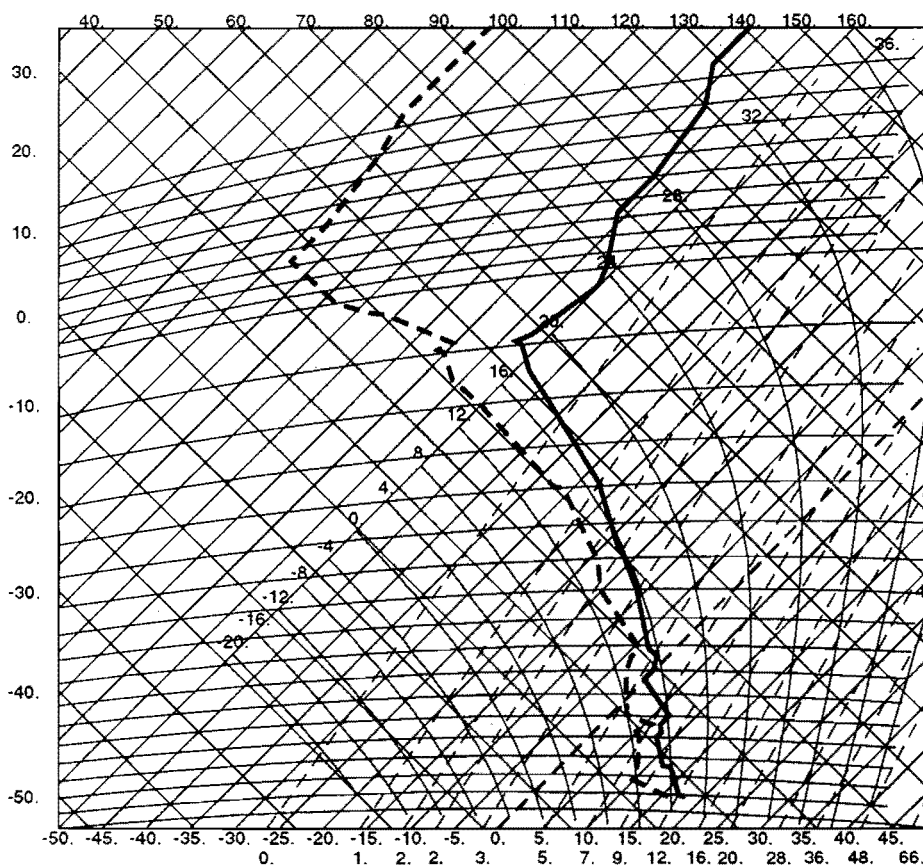
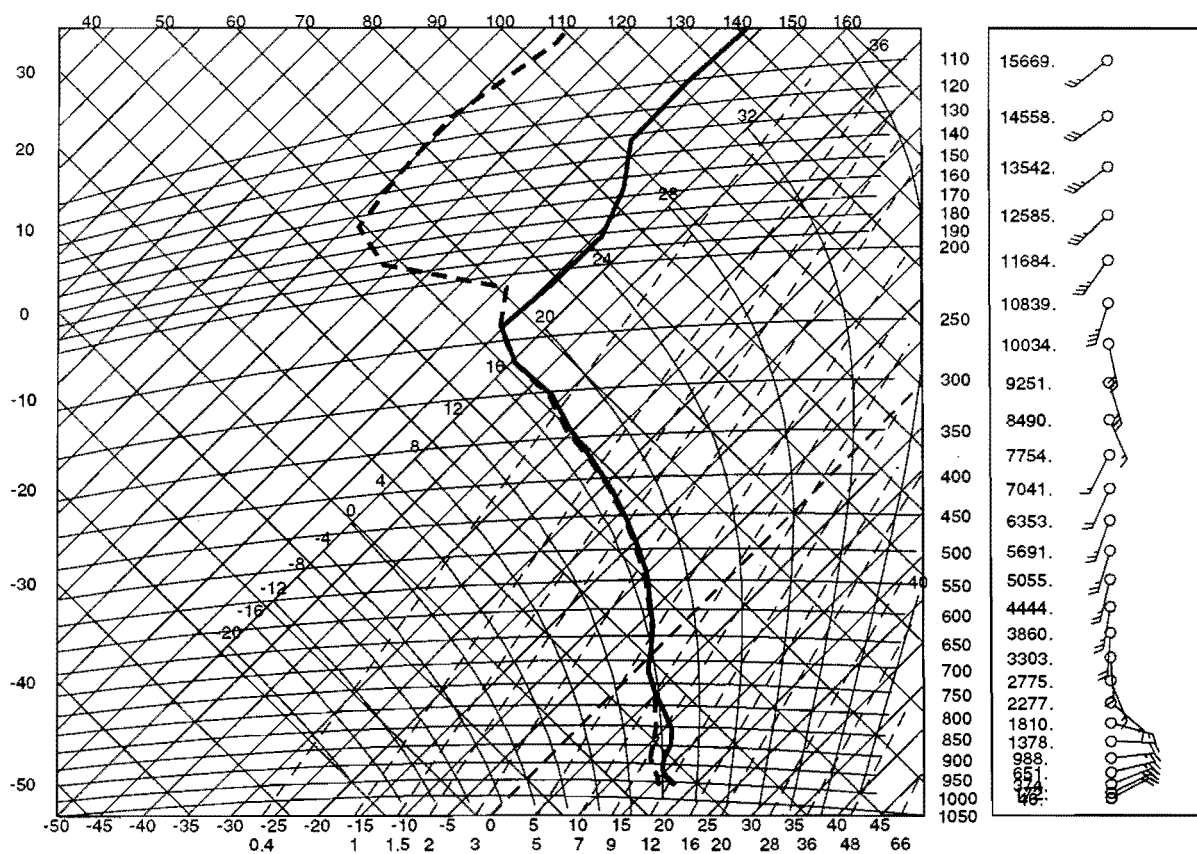


FIGURA 16

Estacion: 08301
 Coordenadas: 39 32N 2 37E Alt: 6
 Dia: 921008 a las 1200 -- H + 24



Estacion: 08430
 Coordenadas: 38 0N 1 10W Alt: 62
 Dia: 921008 a las 1200 -- H + 24

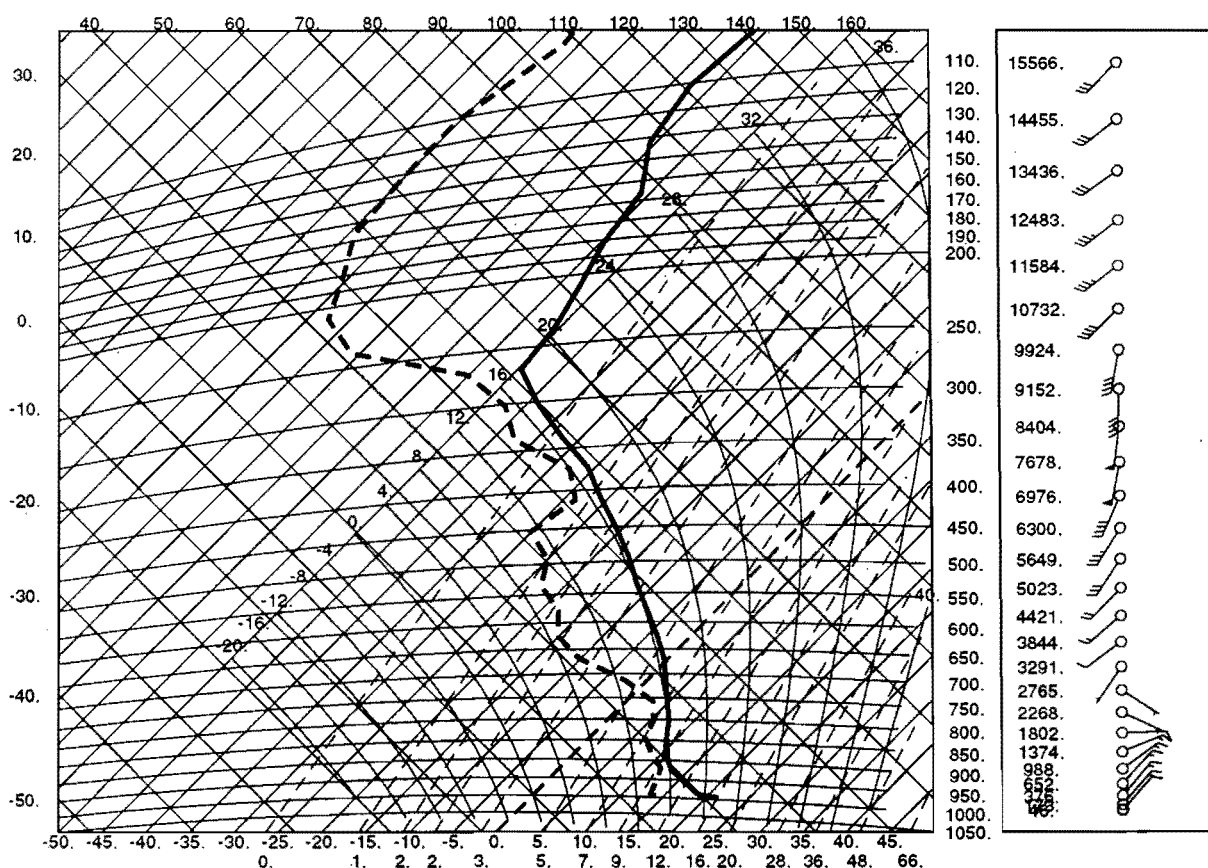
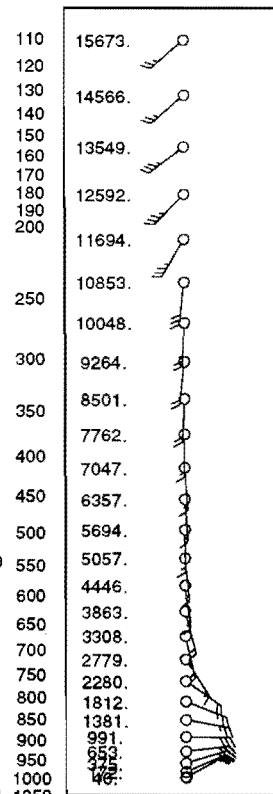
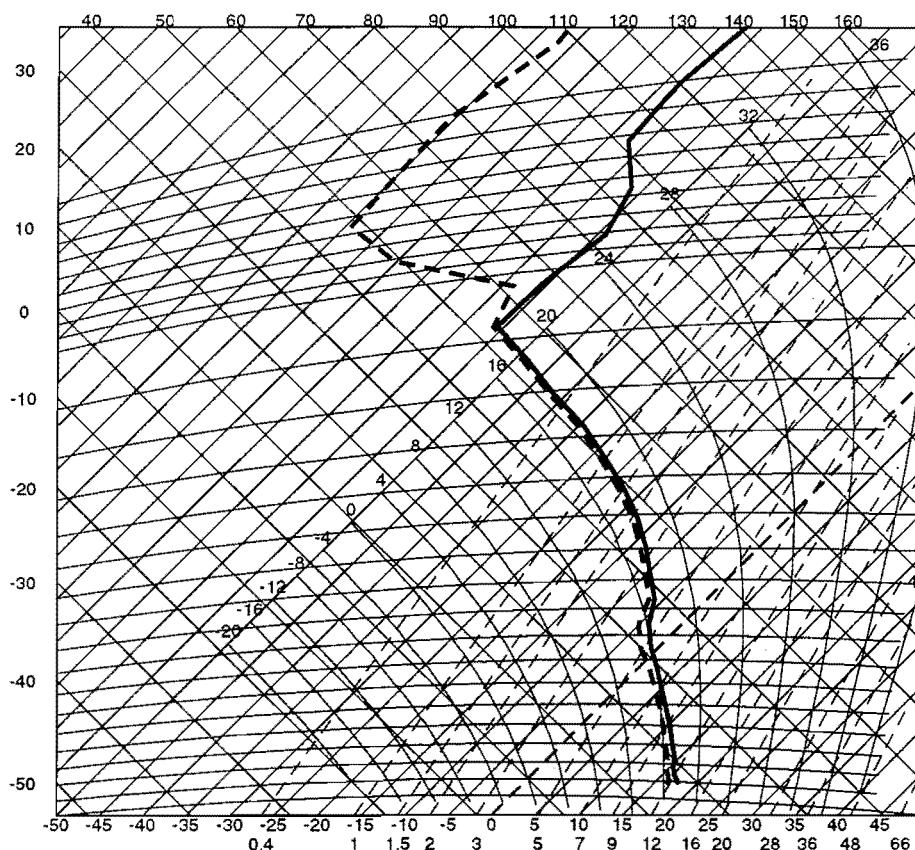


FIGURA 17

Estacion: 08301
 Coordenadas: 39 32N 2 37E Alt: 6
 Dia: 921008 a las 1200 -- H + 24



Estacion: 08430
 Coordenadas: 38 0N 1 10W Alt: 62
 Dia: 921008 a las 1200 -- H + 24

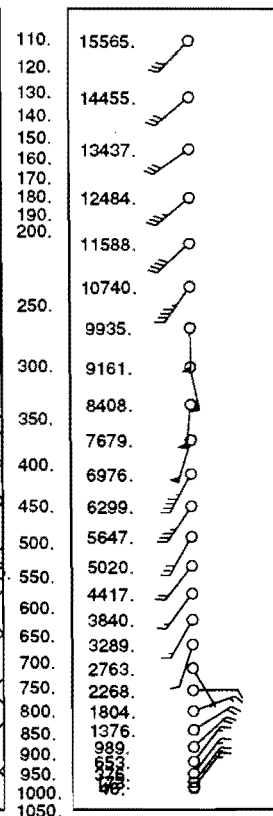
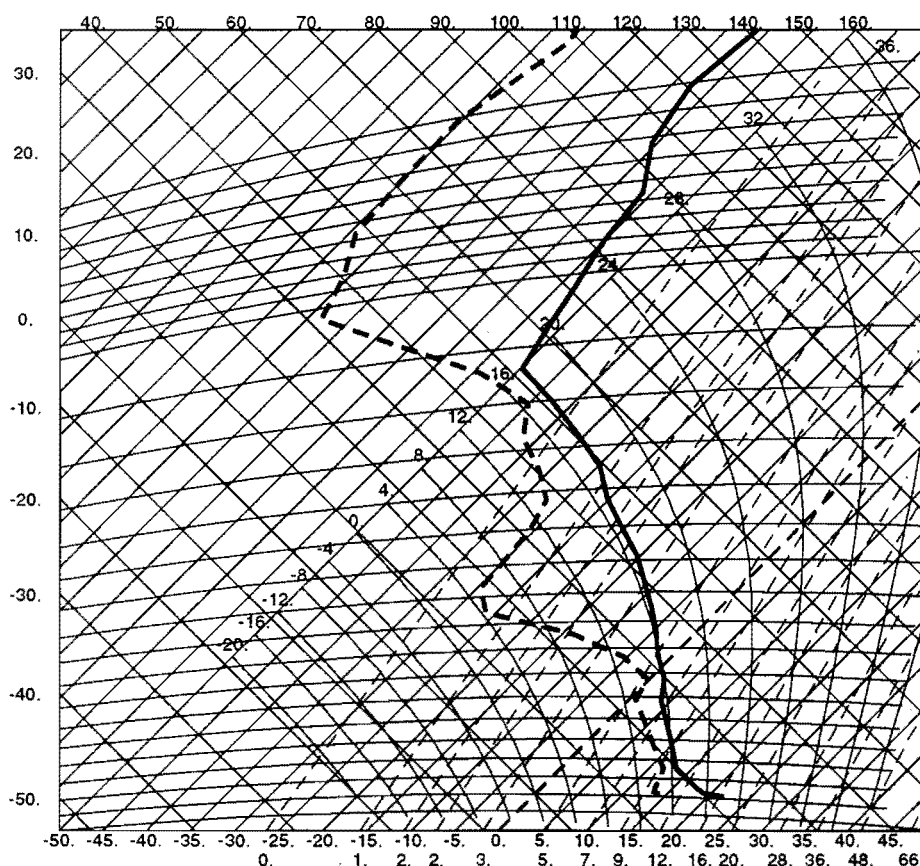
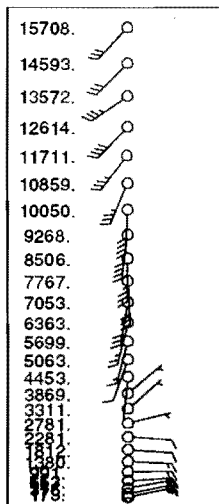
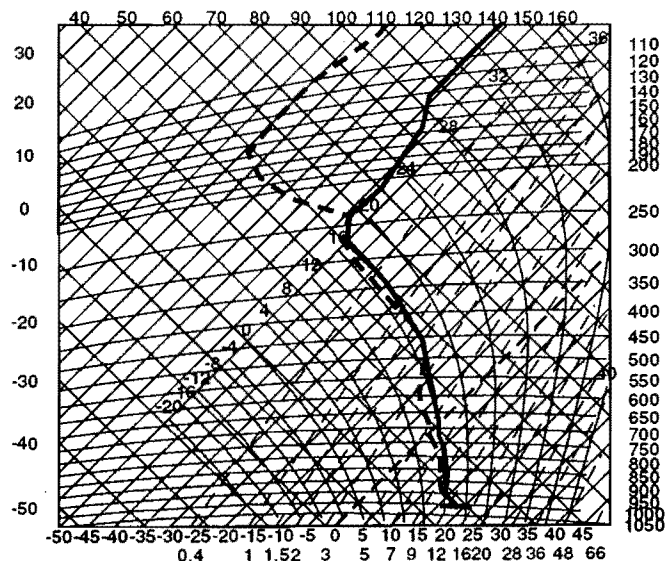
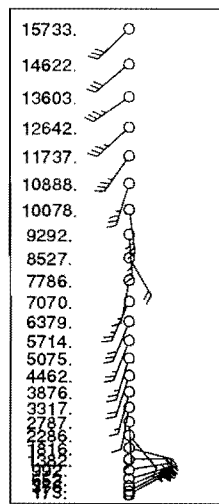
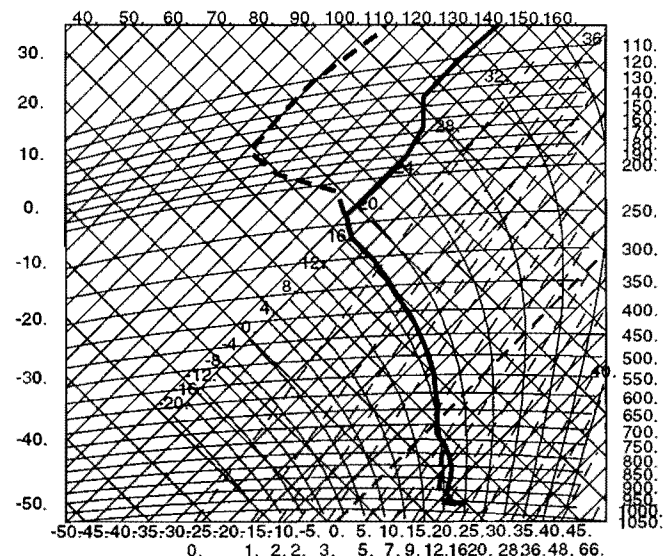


FIGURA 18

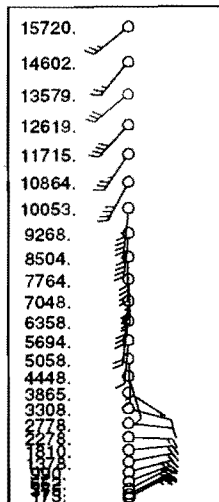
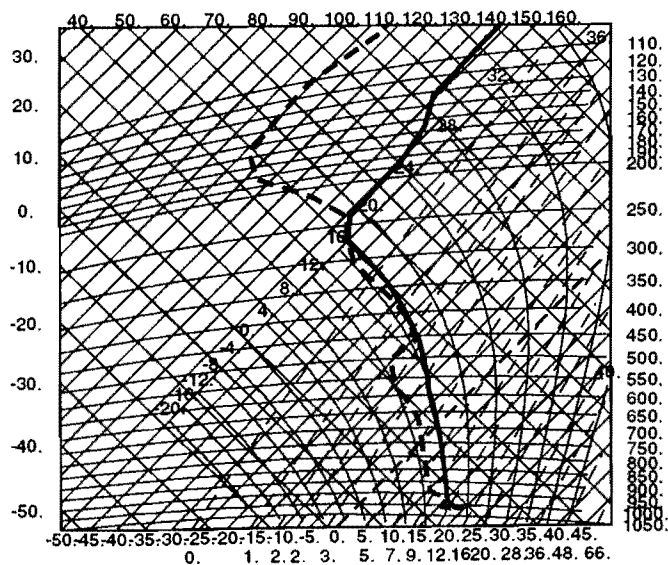
Estacion: 99019
 Coordenadas: 39 ON 1 OE Alt: 0
 Día: 921008 a las 1200 -- H + 24



Estacion: 99020
 Coordenadas: 39 ON 2 OE Alt: 0
 Día: 921008 a las 1200 -- H + 24



Estacion: 99014
 Coordenadas: 40 ON 1 OE Alt: 0
 Día: 921008 a las 1200 -- H + 24



Estacion: 99015
 Coordenadas: 40 ON 2 OE Alt: 0
 Día: 921008 a las 1200 -- H + 24

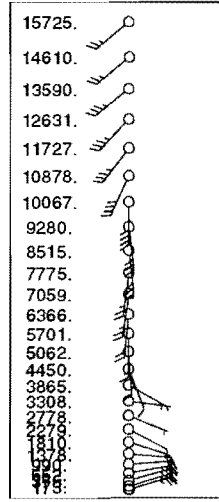
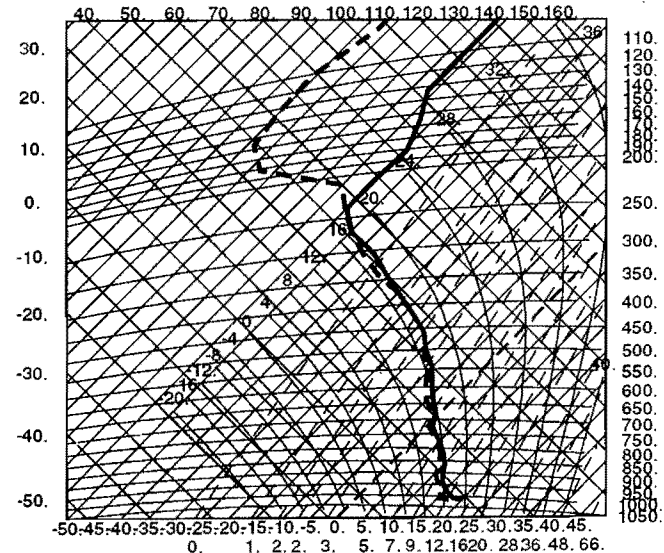
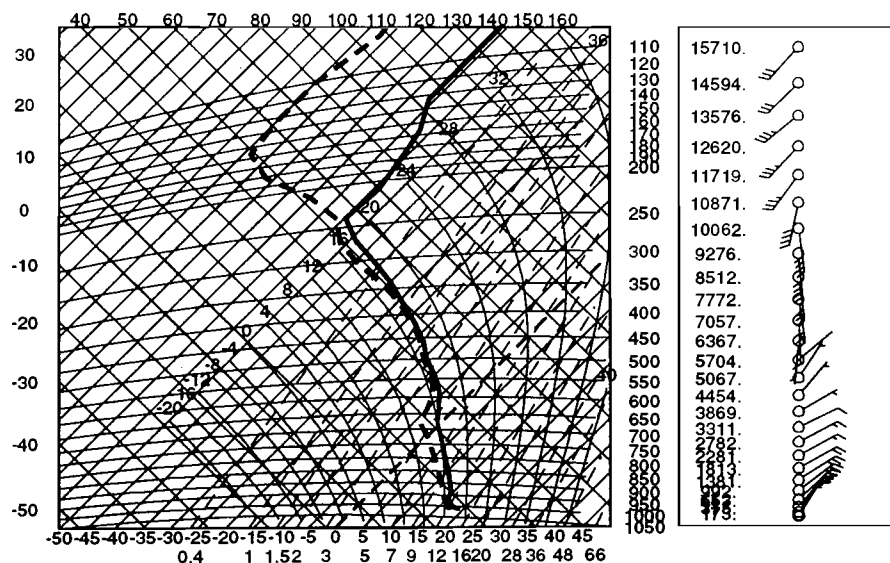
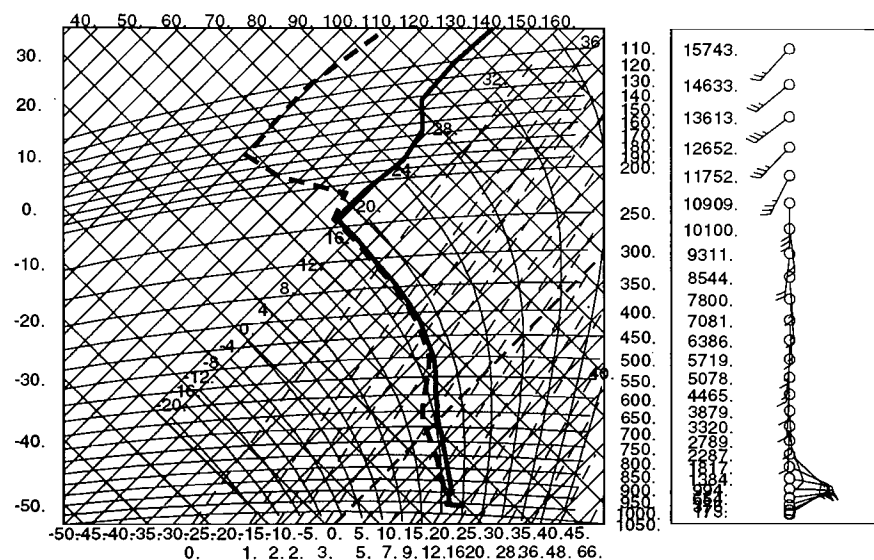


FIGURA 19

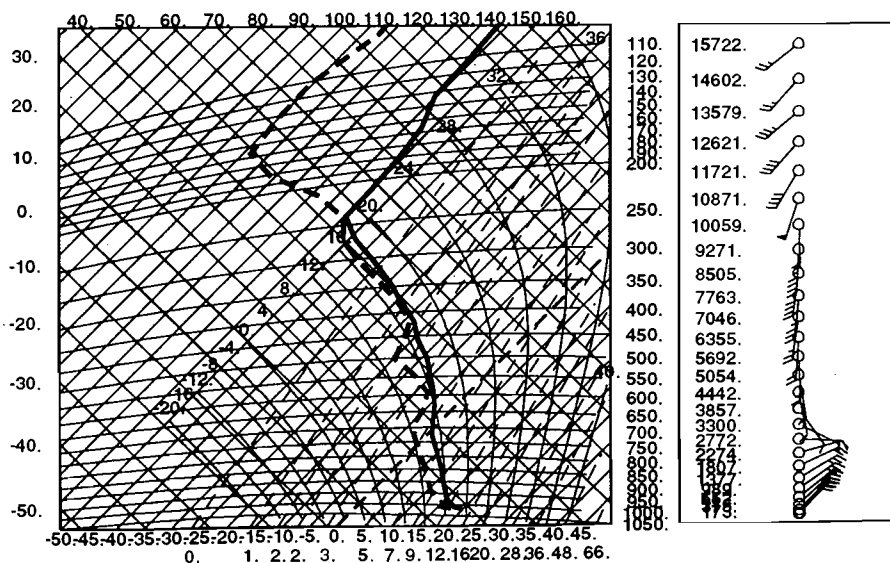
Estacion: 99019
Coordenadas: 39 ON 1 OE Alt: 0
Dia: 921008 a las 1200 -- H + 24



Estacion: 99020
Coordenadas: 39 ON 2 OE Alt: 0
Dia: 921008 a las 1200 -- H + 24



Estacion: 99014
Coordenadas: 40 ON 1 OE Alt: 0
Dia: 921008 a las 1200 -- H + 24



Estacion: 99015
Coordenadas: 40 ON 2 OE Alt: 0
Dia: 921008 a las 1200 -- H + 24

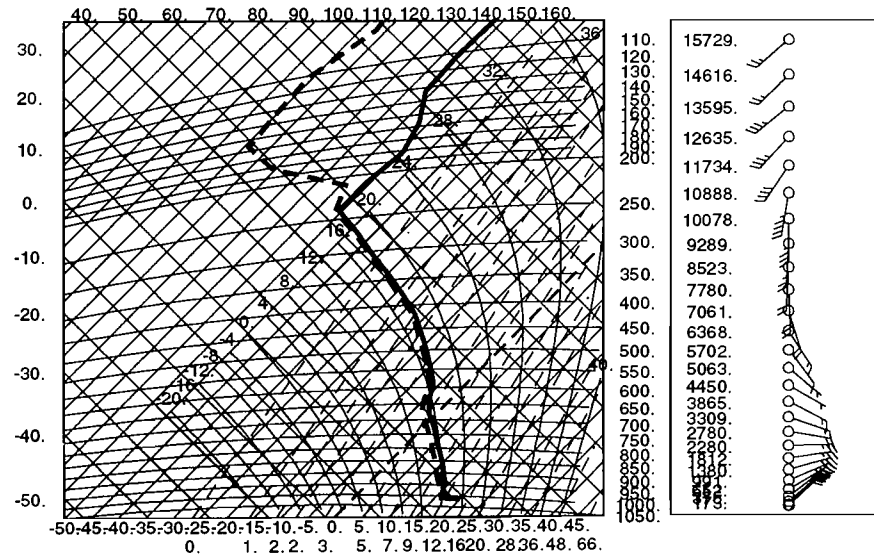
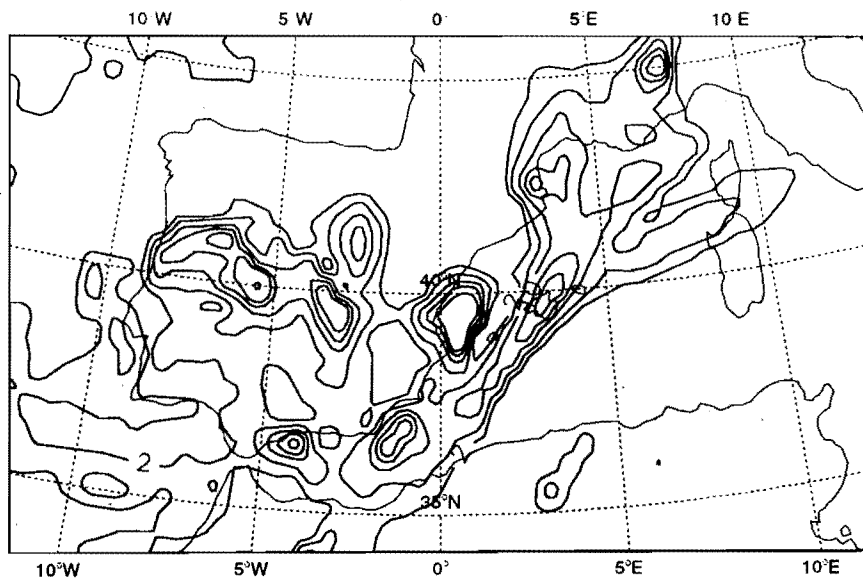


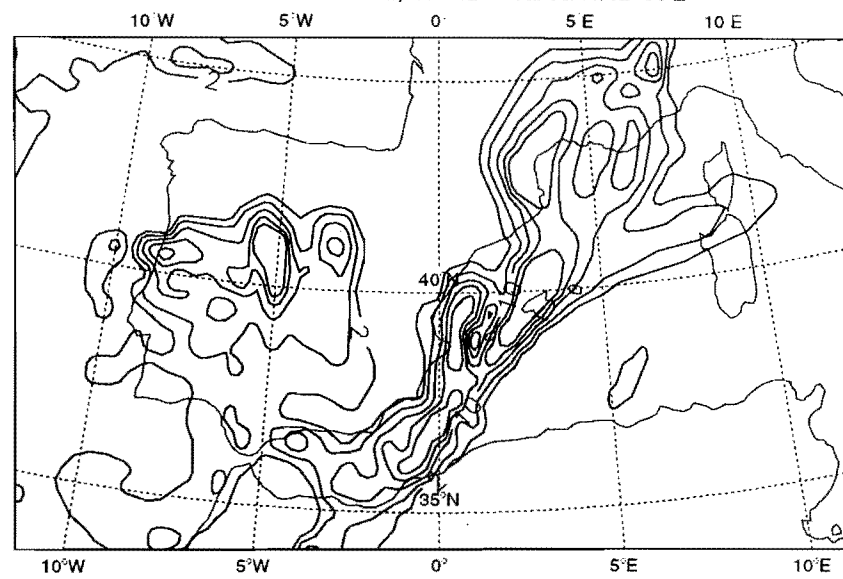
FIGURA 20

HIRLAM OPB: Precipitacion Total en 24 Horas (2, 5, 10, 15, 20, 40, 80, 120, 150 mm)
 Analisis 07/10/92 12 Z, H + 42 -- Val 09/10/92 06 Z



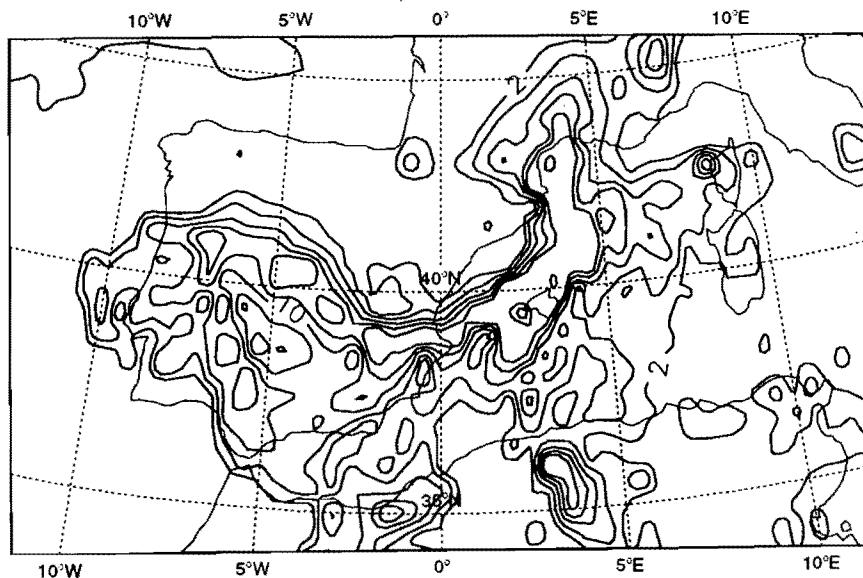
MAGICS 5.03 CRAY/nimbus - png 20 June 1995 10:03:57 - HIRLAM

HIRLAM SNW: Precipitacion Total en 24 Horas (2, 5, 10, 15, 20, 40, 80, 120, 150 mm)
 Analisis 07/10/92 12 Z, H + 42 -- Val 09/10/92 06 Z



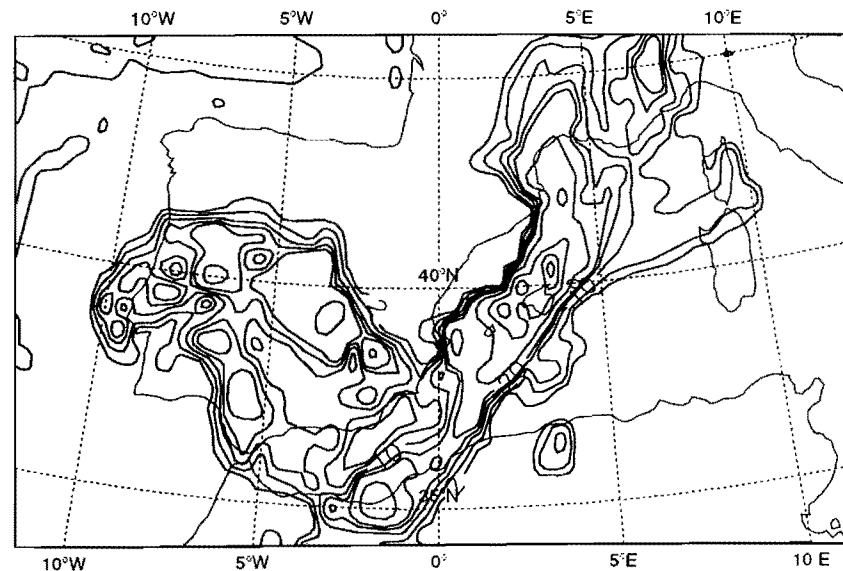
MAGICS 5.03 CRAY/nimbus - png 20 June 1995 10:03:58 - HIRLAM

HIRLAM SNB: Precipitacion Total en 24 Horas (2, 5, 10, 15, 20, 40, 80, 120, 150 mm)
 Analisis 07/10/92 12 Z, H + 42 -- Val 09/10/92 06 Z



MAGICS 5.03 CRAY/nimbus - png 20 June 1995 10:03:59 - HIRLAM

HIRLAM CBM: Precipitacion Total en 24 Horas (2, 5, 10, 15, 20, 40, 80, 120, 150 mm)
 Analisis 07/10/92 12 Z, H + 42 -- Val 09/10/92 06 Z



MAGICS 5.03 CRAY/nimbus - png 20 June 1995 10:04:00 - HIRLAM

FIGURA 21